

Sura vulkaniter, graniter och associerade bergarter i en del av nordöstra Småland

av

Lars Persson

Geologiska institutionen

Lunds universitet



Lund 1973

Sura vulkaniter, graniter och associerade bergarter
i en del av nordöstra Småland.

Lars Persson

Lund 1973



	2
Innehållsförteckning	2
Förord	4
Arbetsmetodik	5
Inledning	9
Allmän geologi	9
Äldre arbeten	10
Åldersbestämningar	13
Det postorogena stadiet och associerade bergarter	14
Huvudsakliga uppfattningar om de sura vulkaniterna	16
De vulkaniska bergarterna inom undersökningsområdet	19
Aplitlika porfyryrer	20
Grå porfyrit	21
Den kristalliniska övergångstypen	24
Tuffer och agglomerat	25
Röda och rödflammiga porfyryrer	27
Mörka porfyryrer	28
"Glas"inlagringar i välbevarade porfyryrer samt grön tuff	31
Grön tuff och agglomeratet med grönt tuffmatrix	33
Speciella strukturella former hos porfyryrerna	37
Sammanfattning av generella drag i vulkaniternas uppträdande	40
Äldre arbeten om de basiska djupbergarterna	42
Äldre arbeten om de saliska djupbergarterna	43
Djupbergarterna inom undersökningsområdet	44
Basiska bergarter	45
Graniter	47
Planimetriska analyser	50
Tidigare arbeten om övergångar mellan vulkaniter och graniter	51
Skillnader mellan välbevarade och mera omkristalliserade porfyryrtypen	53
Iakttagelser i bergarterna inom profilen välbevarade vulkaniter till graniter	54
Tidigare arbeten om kemiska variationer i vulkaniters vertikala lagerföljd	59
Kemiska variationer i vulkaniternas "vertikala lagerföljd"	60
Diskussion av kemin	61
De basiska bergarternas kemi	63
Petrografiska provinser	80
De basiska vulkaniterna inom Sjögelöområdet	80
Gångbergarterna inom undersökningsområdet	82
Granitporfyryrer och gångporfyryrer	82
Diabaser	86

Diabasporfyriter	87
Uralitdiabaser	91
Svarta diabaser	93
Metamorfos	96
Tidigare arbeten om tektoniken i Småland	97
Uppfattningar om tektonik i samband med vulkanism	99
Tektoniken i undersökningsområdet	100
Primära strukturer hos vulkaniterna	100
Kontaktförhållandena mellan olika bergarter	104
Sprickfyllnader	107
Rupturell tektonik	107
Flygbildsanalyser	111
Diabasernas riktningar	115
Sammanfattning av den tektoniska utvecklingen	122
Sammanfattning av bergartsutvecklingen	123
Summary	124
Erkännanden och tack	127
Litteratur	128
Tabeller	145
Foton	161
Karta över undersökningsområdet	172

Fig. 1	8	Fig. 13	113
Fig. 2	55	Fig. 14	116
Fig. 3	58	Fig. 15	117
Fig. 4	65	Fig. 16	118
Fig. 5	66	Fig. 17	119
Fig. 6	68	Fig. 18	120
Fig. 7	69	Fig. 19	121
Fig. 8	70	Tabell 3	145
Tabell 1	71	Tabell 4	147
Tabell 2	76	Tabell 5	148
Fig. 9	105	Tabell 6	149
Fig. 10	106	Tabell 7	154
Fig. 11	108	Tabell 8	160
Fig. 12	112	Fig. 20 (-42)	161
			172



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41545321_0002

FÖRORD

Vulkaniterna i detta undersökningsområde har uppfattats som en ignimbrit-sekvens med inlagrade tuff- och agglomerathorisonter. En relativt stor, dock kraftigt komprimerad del har därför gjorts rörande huvudsakliga uppfattningar om sura vulkaniter, särskilt ignimbriter. Relativt få arbeten har utförts inom detta speciella gebiet i Sverige. Bergarterna är uppfattade som post-orogena svekofenniska, varför även ett relativt utförligt avsnitt behandlar allmänna uppfattningar om det postorogena stadiet med tillhörande vulkaniter, plutoniter och hypabyssiska bergarter.

ARBETSMETODIK

Fältarbetet har skett under delar av fyra somrar (1968-1971). På grund av den stora blottningsrikedomen har till stora delar en linjekartering bedrivits. Nummermarkerade hållar är speciella sådana avvikande från närmast omgivande hållar. Totala antalet markerade hållar är 540. Det antal stuffer som tagits är omkring 150. Nummermarkeringen är i detta fall understruken på kartan. På den karta som medföljer uppsatsen har dessa nummermarkeringar ej medtagits, men finnes på den ursprungliga mera detaljrika kartan i skalan 1:20 000, som förvaras på institutionen i Lund. 95 slipprov samt 9 polerprov har tagits. Slip- och polerprov samt stuffer förvaras på institutionen i Lund.

Kemiska analyser har utförts på Mineralogisk-geologiska institutionen i Lund (1-13) samt vid Sveriges Geologiska Undersökning i Stockholm (13-26). Antalet gjorda analyser är således 12 resp. 13 (tabell 1). Samtliga U-, Th- och BaO-analyser är dock gjorda vid SGU. Rb- och Sr-halterna, vilka är sammanförda i en tabell i slutet av uppsatsen är beräknade av FK Göran Åberg (Riksmuseet, Stockholm). Proverna 70040, 70041, 70043, 70046 och 70047 är analyserade med isotoputspädningsmetoden, övriga med röntgenfluorescens. De förra har legat till grund för den isokron, som upprättats för erhållandet av Rb/Sr-åldern av dessa bergarter (se avsnittet med åldersbestämningar). Förfarandet vid utarbetandet av de kemiska analyserna i Lund är beskrivet i en sammanfattning gjord av FK Zoltan Solyom. Denna sammanfattning finnes vid institutionen i Lund. Dessa bergartsanalyser är relaterade till granitiska internationella standarder. Trots att olika metoder använts vid framställandet av de kemiska analyserna, har de olika värdena plottats i samma diagram, vilket ansetts försvarbart i detta sammanhang. Samtliga analyser är databehandlade (systemet Benorm) vid SGU i Stockholm (tabell 2).

I samband med den vulkanologiska delen av arbetet har termer som ignimbrit, "welded tuff" och "ash flow" använts. Ignimbritbegreppet innefattar vanligen en rad av bergartstyper, även "welded tuffs" (amerikansk term) och "ash flow tuffs". Om hänsyn toges till kornstorlek inkluderar termen "ash flow" följande bergartstyper: "tuff flow", "incandescent tuff flow", "sand flow", "pumice flow", "scoria flow", "Aso lava", ignimbrit, tufflava, "welded tuff", "piperno", "sillar", "Schmelztuff" m.fl. (Smith 1960 a p. 798). "Welded tuffs" inkluderar som namnet antyder endast de mer eller mindre sammansvetsade ("welded") delarna av en ignimbritavlagring. Ett "ash flow" innefattar en

kornstorleksgräns, och om bergarten är sammansvetsad användes "welded ash flow". Termen "froth flows" användes av Boyd (1961), och nyttjades även av Kennedy (1955) för övergångar från "lava flows" över "froth flows" till "pyroclastic flows". I Yellowstone Park visar "Canyon flow" karakteristika för både "flow" och "welded tuff", och det kan ha avsatts som ett "froth flow" (Boyd 1961 pp. 413-415).

Aplitlik porfyr har använts, då dessa bergarter är kraftigt omkristalliserade genom de senare intrusiva graniterna. Dessa porfyrrer blir då aplitlika även om de fortfarande är porfyriska och har ett tydligt porfyrursprung. Termen kristallinisk övergångstyp har använts, då denna bergart är den första med utgångspunkt från de välbevarade porfyrrerna, som blir makroskopiskt tydligt kristallinisk.

Rörande de plutoniska bergarterna har en terminologi efter Streckeisen (1967) och Moorhouse (1959) använts.

Begreppen struktur och textur har nyttjats efter brittisk nomenklatur. Struktur innefattar makroskopiska och textur mikroskopiska drag.

I de basiska bergarterna finnes flera omvandlingsprodukter, bl.a. rikligt med uralit. Denna är ljusgrön, fibrös och något strålig, med svag eller ingen pleokroism. Uraliten är oftast bildad efter omvandling av pyroxener. Tremolit har setts existera bredvid uralit. Grönt hornblände kan vara omgivet av uralit, varför termen uralitiskt hornblände också har använts. Det synes troligt, att även vanligt hornblände är nedbrutet till sekundär uralit.

I nomenklaturfrågan dolerit - diabas har i den engelska sammanfattningen den brittiska terminologin använts enligt Harker (1954 cf. Gorbatshev 1961 p. 4), dvs. "dolerite". I den svenska texten användes dock diabas, vilket är det vanliga i svensk terminologi för dylika relativt omvandlade bergarter. Texturmässigt har Krokströms terminologi (1932) brukats. Dolerit i figurerna 37, 38 och 39 skall således vara diabas.

För den maximala dubbelbrytningen har beteckningen $n' - n''$ nyttjats. Den motsvarar således $n_Z - n_X$ enligt Moorhouse (1959).

I de stereogram som finns i slutet av uppsatsen markerar streckad linje flera observationer i samma riktning. I de stereogram som visar rupturrell tektonik kan de streckade linjerna markera hundratal sprickor. Stereogrammen över den rupturrella tektoniken är generaliseringar, som gjorts på manuell väg. Då regelbundenheten är stor kan det anses onödigt att presentera enskilda stereogram för olika bergartstyper.

Figurer och karta har gjorts med engelsk text för att de skall kunna användas i annat sammanhang. Av samma anledning har på samma sätt rörande väderstreck t.ex. WNW och ENE använts i stället för VNV och ONO. I stället för exempelvis jfr. och m. fl. har cf. respektive et al. använts, vilket ansetts vara försvarbart och mera praktiskt av tidigare nämnda anledning.



- Granites
- Gabbro and diorite
- Porphyries

After N.H. Magnusson Stockholm 1958

INLEDNING

Det undersökta området är beläget inom nordöstra Småland omkring 1 mil söder Vimmerby (fig. 1). De ekonomiska kartbladen Storebro, den östra hälften av Lidhult och den västra hälften av Solnehult har karterats (1:10 000). Sålunda täcker det totala området en yta av 50 km². Delar av området är belägna på det topografiska kartbladet 6 G Vimmerby NW (1:50 000). Dessutom har flygbilder (H 63 Ga 059 (12-14), 63 Fj 044 (40-42) och 63 Gb 059 (14-15)) brukats särskilt för den rupturrella tektoniken (c:a 1:20 000). Det undersökta området är den yttersta östra delen av Nordenskjölds Sjögelö-område (Nordenskjöld 1894 a). En svit av vulkaniska bergarter med övergångar till graniter åskådliggöres på berggrundskartan. Sisträdda karta ritades ursprungligen i skalan 1:20 000, men en mera överskådlig presentation har gjorts i mindre skala (se karta i slutet av uppsatsen).

ALLMÄN GEOLOGI

Inom det undersökta området finns bland de sura vulkaniterna tuffer, en grå porfyrit (ursprungligen en tuff), lapillituffer - agglomerat och slutligen olika typer av porfyrier med varierande strukturella och texturella egenskaper. Förhållandet mellan dessa är mycket växlande. De är dock samtliga äldre än omgivande graniter och associerade bergarter. Upprepade faser av vulkanism har skett, vilket visas av att tufferna och agglomeraten är inlagrade på olika horisonter i porfyrierna, vilka på grund av strukturella och texturella egenskaper har tolkats som möjliga ignimbriter. Relationerna till graniterna är komplicerade. I fält kan breda övergångszoner ses mellan porfyrier och graniter. Dock kan även smärre, distinkta granitgångar ses genomslå porfyrierna. Graniterna är huvudsakligen intrusiva. Inom djupbergarterna kan en differentierad serie återfinnas. Den börjar med gabbro och går över diorit, kvartsdiorit och granodiorit, och slutar troligen med den normala röda, medel- till grovkorniga, saliska graniten, vilken ofta är fin-kornig nära kontakten till de kraftigt omkristalliserade porfyrierna. Tids-differensen mellan djupbergarterna och de hypabyssiska bergarterna är oklar. Av de senare har granitporfyrier eller gångporfyrier, uralitdiabas, diabasporyriter samt svarta olivinförande diabaser urskilts.

ÄLDRE ARBETEN

Geologiska kartor över sydöstra Sverige är mycket gamla och föga detaljerade. En av de tidigaste är "Karta öfver berggrunden inom norra delen af Kalmar Län" i skalan 1:200 000, karterad genom Sverige. Geologiska Undersökning 1876 - 1881 (Hoppe 1884). Samma år utkom "Geologisk öfversigtskarta öfver Sverige" i skalan 1:1 000 000, också publicerad av SGU (Nathorst 1884). Det geologiska kartbladet Hvetlanda utgavs av Holst år 1885 (skalan 1:200 000). På detta blad är samtliga vulkaniska bergarter beskrivna som hälleflinta. Ursprungligen användes termen hälleflinta för en tät bergart med växellagrande gnejs, kalksten och järnmalmer (Nordenskjöld 1894 a p. 7). Senare har termen använts för vulkaniska bergarter, som har en kornstorlek finare än 0,03 mm. Den stora variationen inom de s.k. hälleflintorna fick Törnebohm att urskilja fem typer: 1. kvartsitisk 2. porfyrartad 3. breccieartad 4. randig och 5. tät hälleflinta (Törnebohm 1878 cf. Nordenskjöld 1895 p. 5). Den mest detaljerade berggrundskartan över undersökningsområdet är från 1894 i skalan 1:250 000 (Nordenskjöld 1894 a p. 108). Vulkaniter och sedimentbergarter i dessa delar av Sverige ligger i smala band i riktningarna W - E, WNW - ESE samt ibland NW - SE (fig. 1) (cf. Hoppe 1884 pp. 35-38; Holst 1885 p. 15; 1893 p. 10; Nordenskjöld 1894 a p. 23; Gavelin 1904 pp. 65-68; Munthe och Hedström 1904 p. 14; Svenonius 1905 p. 14; Sederholm 1907 pp. 68-70; von Bubnoff 1952 p. 55). I stort fyra porfyrområden har särskilts av Nordenskjöld: 1. Sjögelö 2. Vetlanda-Oskarshamn 3. Långemåla och 4. Lenhovda (Nordenskjöld 1894 a p. 23). Medan Sjögelöområdet helt tycks vara bildat genom terrestrisk vulkanism, är Vetlandaområdet bl.a. uppbyggt av sedimentbergarter som avlagrats i samband med framförallt basisk vulkanism (Vidal och Röshoff 1971 pp. 773-777). Ett ofta påpekat förhållande är den stora variationen i färg och täthet hos hälleflintorna, samt de komplexa relationerna till graniterna, ofta med mer eller mindre successiva övergångar (cf. Hummel 1877 p. 9; Holst 1879 p. 15; 1885 p. 21; Svedmark 1904 a p. 18; 1904 b p. 14; 1913 p. 13; Hedström och Wiman 1906 p. 22; Gavelin och Munthe 1907 pp. 37-52; Gavelin 1912 a pp. 18-24; Magnusson et al. 1924 pp. 14-23; Geijer et al. 1951 p. 13). Magnusson rapporterar ävenledes, att graniterna kan brecciera porfyreerna så att en nästan kontinuerlig eruptivbrecciezon uppstår (Magnusson et al. 1924 pp. 14-23). De successiva övergångarna mellan vulkaniter och graniter är också rapporterade från andra områden (e.g. Grip 1946 pp. 15-17; Marmo 1962 pp. 140-142; Hjelmqvist 1966 pp. 42-48). Hummel (1875) ansåg, att ett sedimentärt ursprung förelåg för de vulkaniska bergarterna, medan Holst (1885 p. 20) ansåg dem vara normala medlemmar i den kristalliniska skifferformationen. Svedmark och Törnebohm ställde sig tvivlande till detta (Nordenskjöld 1894 a pp.

12-14). Nordenskjöld tolkade dock bergarterna som vulkaniska samt visade på strukturer och texturer, som angav det eruptiva ursprunget (Nordenskjöld 1894 a pp. 121-124). Nordenskjöld urskilde inom Sjögelöområdet 1. kristalliniska bergarter (gabbro, granit och aplitgranit) 2. eovulkaniska bergarter (dvs. de med välbevarade vulkaniska strukturer och texturer) och mellan dessa två grupper 3. fullständigt kristalliniska porfyrier (i massiv och gångar) (Nordenskjöld 1893 p. 6; 1894 a p. 26 cf. 1894 b). En förtydligad indelning av gångbergarterna gjordes av Nordenskjöld (1893 p. 6; 1894 a p. 58): A. Granitporfyr 1. Mikrogranit 2. Granofyr B. Diorit- och diabasporfyr 1. Dioritporfyr 2. Uralitdiabasporfyr. I det undersökta området finnes det enligt Nordenskjöld förutom plutoniska bergarter: 1. eutaxiter (dessa motsvarar i denna undersökning mörka porfyrier) 2. Lönnebergatypen (motsvarande tuffer och agglomerat i det sydvästra hörnet av kartbladet) 3. mikrograniter av Emarptyp (motsvarande röda till applitlika porfyrier) samt 4. applitgraniter (huvudsakligen motsvarande applitlika porfyrier). Nordenskjöld påpekar, att mikrograniterna av Emarptyp kommer mycket nära applitgraniterna och de finkorniga graniterna i utseende (Nordenskjöld 1894 a p. 34). Vid typlokalen för Emarptypen, nära Hamphorva, är denna bergart röd, tät, med tydligt urskiljbara fältspat- och kvartsströkorn. Kvartsen har en blå färgnyans. Strökornsmängden är uppskattningsvis 30-35%. Strökornen utgöres av plagioklas (maximal An-halt är 31% dvs. sammansättningen är sur andesin), mikroklin, delvis pertitisk och kvarts. Grundmassan är kryptokristallinisk. I övrigt förekommer sericit, epidot, titanit, malmmineral, zoisit, pennin, zirkon, apatit, kalcit, leukoxen och röd järnoxidsubstans. Bergartstypen uppträder i ett stråk söder om Storebro på Nordenskjölds bergrundskarta, men i övrigt är vulkaniterna mera omkristalliserade inom detta område. Rörande åldersförhållandena mellan porfyrier och graniter konstaterar Nordenskjöld, att dessa bergarter visar successiva övergångar, och att de är av ungefär samma ålder. Sederholm ansåg däremot, att eftersom hälleflintorna nära Uppsala var yngre än omgivande urgraniter, borde också hälleflintorna i Småland vara yngre än omgivande graniter. I sammanhang härmed kan konstateras, att vid denna tidpunkt och något senare existerade en teori, som gick ut på, att samtliga vulkaniska bergarter var av samma ålder. Det hade även observerats, att små granitgångar kunde intrudera porfyrierna (Nordenskjöld 1900 pp. 7-15), och senare har den huvudsakliga uppfattningen varit, att porfyrierna är äldre än graniterna. Genom nämnda undersökning (Nordenskjöld 1900) hade det också blivit känt, att en del porfyrier kunde vara yngre än graniterna (cf. Munthe och Hedström 1904 p. 13). Det är dock fortfarande svårt att tolka dylik information, då det med säkerhet existerar graniter av olika åldrar inom den stora "Smålands-

granitmassan" (cf. Hjelmqvist 1969 p. 157; Elbers 1971 p. 39; Gorbatshev 1971 a p. 39). Det är dock klart konstaterat inom Sjögelöområdet västra delar, att porfyrtyper verkligen existerar, som är yngre än omgivande graniter, men förmodligen mestadels som mindre gångar (cf. Hagström 1970). Den huvudsakliga delen av porfyrerna är dock äldre än graniterna.

Tanken på orogena cykler inom prekambrium kom efter studier av Sederholm (1932) och Wahl (1936) (cf. Brotzen 1961 p. 249). Under en lång tid ansåg man, att en separat gotisk orogenes existerade, inom vilken sedimenten och vulkaniterna i Småland utgjorde de tidigast bildade bergarterna följda av Smålands-Värmlandsgraniterna och associerade bergarter (cf. Wahl 1936; Larsson 1947 p. 335; Magnusson et al. 1963 pp. 1-3). Hedström placerade vissa porfyrier i södra Småland såsom äldre än omgivande graniter (Hedström och Wiman 1906 pp. 3-5). Norin ansåg däremot, att dessa porfyrier var bildade i tiden mellan de grå och röda Växjögraniterna (Norin 1959 p. 464 se även 1936). Enligt Magnusson och Lundegårdh är porfyrerna genetiskt samhöriga med graniterna och tycks komma från samma magma, även om porfyrerna är något äldre (Magnusson 1960 p. 44; Lundegårdh 1967 pp. 31-39). På grundval av åldersbestämningar föreslog Welin, att en separat gotisk cykel ej existerade (Welin 1966 cf. Gerling et al. 1968). En av flera forskare omfattad uppfattning är, att graniterna är postorogena och bildade i anslutning till den svekofenniska orogenesen. Lundqvist (1968) konstaterar, att metasediment i Småland intruderas av Smålandsgraniterna. Det tycks troligt att graniterna och porfyrerna bildats ur anatektiska magmor alstrade under den svekofenniska orogenesen. Lundegårdh (1967 p. 279) införde emellertid termen gotium såsom en helt kronologisk term omfattande tidsintervallet 1350-1780 m. år. Svekofennium ansåg Lundegårdh (1967) ligga mellan c:a 1780 och >1950 m. år.

ÅLDERSBESTÄMNINGAR

K/Ar-bestämningar på graniter i sydöstra Sverige har givit åldrar på 1475-1759 m. år (Magnusson 1960). Graniter nära Västervik, vilka intruderar de suprakrustala bergarterna där har givit en K/Ar-ålder av 1750 m. år (Magnusson 1960). Enligt Welin är granitåldern 1745 m. år. Detta är då U/Pb-åldrar på mineral, som anses besläktade med Smålandsgraniterna (Welin och Blomqvist 1966 p. 16). Rb/Sr "whole rock"-bestämningar på graniter nära Strålsnäs ger en isokronålder på 1740 m. år (Welin et al. 1966 pp. 20-27). "Whole rock" Rb/Sr-åldrar på graniter nära Västervik har givit åldrar på 1670 ± 50 m. år, men med en annan sönderfallskonstant än den i Sverige använda och ett fixerat initialvärde på $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ av 0,705 på enskilda åldersbestämningar (Priem et al. 1969 p. 545). Dessa tidiga bestämningar är gjorda på ett fåtal bergartsprover, och de är osäkra. Att flera generationer av graniter finnes har visats av Hjelmqvist, då en granit nära Virserum har befunnits vara äldre än de "gotiska" effusiva bergarterna (Hjelmqvist 1969 p. 157). Med nya åldersbestämningar har prekambrium delats in i ett antal olika perioder (cf. Vajner 1967 p. 133; Gerling et al. 1968 pp. 265-270; Salop 1968 pp. 62-72; Semenenko et al. 1968 pp. 661-672). Enligt Salop (1968 pp. 62-72) är åldern på de synorogena graniterna i den baltiska skölden 1800 ± 50 m. år samt åldern på de postorogena graniterna 1650 ± 50 m. år. I mellersta och norra Sverige har en ny indelning av den svekofenniska eran gjorts av Welin. Denna kan förmodligen även vara tillämplig för södra Sverige. Welins indelning är: 1. Deposition 2100?-1900 m. år 2. Intrusion och deformation 1900-1775 m. år och 3. Intrusion och deposition 1775-1540 m. år (Welin 1970 p. 447). Nya Rb/Sr "whole rock"-bestämningar har gjorts på porfyrier i Småland, även inkluderande en serie prover från det i föreliggande arbete undersökta området. Bestämningarna har givit en isokronålder på 1695 ± 20 m. år och sammanfaller således väl med de åldrar, vilka angivits för Dalaporfyrierna (Åberg 1972). I denna undersökning har 14 porfyrier analyserats. Däri ingår de prover inom undersökningsområdet, som analyserats genom isotoputspädningsanalys (cf. tabell över Rb- och Sr-värden). Sönderfallskonstanten är $1,39 \times 10^{-11} \text{ yr}^{-1}$. Värdena är väl "korrelerade" och ligger på isokronen inom ramen för mätfeLEN (Åberg 1972). Rb/Sr-bestämningar på "postsvekofennidiska" vulkaniter i Sverige har givit åldrar varierande mellan 1750 och 1605 m. år (cf. Lundegårdh 1971 p. 1399).

DET POSTOROGENA STADIET OCH ASSOCIERADE BERGARTER

Porfyrer och graniter i Småland är så vitt man kan bedöma postorogena i relation till den svekofenniska orogenesen. Detta postorogena stadium anses vara "a stage of completed folding" enligt Sheinmann (1958) eller enligt Stille (1950) "a quasiceratonic stage" (Ustiyev 1970 p. 11).

Med nyare undersökningar av vulkaniter världen över har den sura andelen av dessa bergarter ökat i omfång, och de intermediära bergarterna har funnits existera. Det s.k. oblandbarhetsgapet enligt van Bemmelen och Rutten har därmed satts i tvivelsmål (Eskola 1955 p. 123; Thorarinsson 1967 pp. 1-7). I de mest intensiva faserna av varje vulkanisk cykel har en förekomst av ignimbriter tillsammans med andra sura vulkaniter rapporterats i ett flertal fall (Martin och Malahoff 1965 p. 727 efter Bykovskaya och Rottman 1961). Mycket ofta har ignimbriterna rapporterats tillhöra det postorogena stadiet (Lundqvist 1968 p. 159 efter Rittmann 1958; 1960; van Bemmelen 1961 (1963)) och även till faser av tektonisk upplyftning (van Bemmelen 1963 pp. 158-172; Speranskaia 1967 pp. 105-110), då den sura magman har hög mekanisk aktivitet. I många fall har man konstaterat, att de ryolitiska till dacitiska bergarterna har bildats genom anatexis i den sialiska jordskorpan (cf. Rittmann 1959 p. 10; 1960; 1967 pp. 289-291; Locardi och Mittempergher 1967 p. 142) och då huvudsakligen av geosynklinala sediment (Tyrrell 1955; Ewart 1969 cf. Steiner 1958 pp. 329-342; 1963 p. 217 och 232; Anderson 1968), kanske såsom ett resultat av uppåtstigande basaltisk magma (Branch 1967 a p. 85 efter Buddington 1959; Modriniak och Studt 1959; Oftedahl 1959; Clark 1960; van Bemmelen 1961; Bailey 1964; Ewart 1965 cf. Tuttle och Bowen 1958; Walton 1960). Sålunda förekommer ignimbriter mestadels i de sena stadierna av geosynklinäl utveckling (Maleyev 1963 pp. 44-45), lång tid efter de initiala faserna karakteriserade av spilit och keratofyr (de senare bergarterna med olika faser enligt Cioflică 1962) och andra typer av basisk vulkanism (Martin och Malahoff 1965 p. 720 efter Maleyev 1961 cf. Wilkman 1936 p. 10; Beavon et al. 1958 p. 508; Maucher 1960 pp. 493-495; Brouwer 1962; Vlodavetz 1968). Härvid råder ett nära sammanhang mellan vulkanism och plutonism, även när det gäller hypabyssiska bergarter (cf. Sederholm 1907 p. 77; Warren 1914 p. 324; Bederke 1948 pp. 127-131; Hoenes 1949 pp. 197-199; Oen 1960 p. 291; Vesterveld 1963 pp. 77-78; Pantó 1964; 1967 b; Hamilton och Myers 1967 pp. C1-C7; Mehnert 1968 pp. 174-176). I Böhmen har man kunnat visa, att de vulkaniska komplexen är ett ursprungsmaterial för de plutoniska bergarterna (Palivcová och Stovíčková 1968 p. 185), ett faktum som delvis synes vara gällande även i Småland.

Tömmandet av magnamakamrarna kan förorsaka en kollaps (Rittmann 1960; van

Bemmelen 1961 cf. Lundqvist 1968 p. 159). Generellt har man kunnat visa att kalderor, "ring dykes" och ignimbriter har ett genetiskt sammanhang (Rittmann 1962 a pp. 854-862 cf. Reynolds 1956; Healy 1964; Branch 1967 b p. 46; Cook 1968 pp. 114-147; Pantó 1968 pp. 32-37; Vincent 1970). Kalderastrukturen är dock icke konstaterad i samtliga fall. Mycket vanligare är den vulkaniska subsidensstrukturen (Szádeczky-Kardoss 1958 p. 230). Efter en tektonisk nedsänkning kan abyssiska sprickor bildas längs vilka primär magma kan stiga, och detta förekommer i sen- eller postorogena cykler (Rittmann 1962 b pp. 316-319). "Ring dykes" har av flera författare konstaterats vara associerade med subsidens, huvudsakligen med vertikala rörelser. Intrusionen av "cone sheets" kan dock orsaka en vertikal upplyftning med en dom som resultat (Le Bas 1971 p. 375). I postorogena stadier kan sålunda de sura vulkaniterna och de plutoniska bergarterna följas av hypabyssiska bergarter, ofta i "ring dykes", vilket exempelvis rapporterats av Oen (1960 pp. 289-291 cf. Rastas och Marmo 1966 p. 166). Oen (1960) omnämner granitporfyrier i Nigeria och kvartssyeniter i New England. I det undersökta området finns olika typer av gångbergarter, vilkas åldersförhållanden till plutoniterna är oklara. Någon större tidsdifferens mellan dessa olika bergartstyper föreligger möjligen ej. De hypabyssiska bergarterna utgöres av granitporfyrier, dvs. gångporfyrier, samt olika typer av diabaser. I närheten av Eksjö förekommer en lamprofyrlik bergart (1916). Den s.k. ortofyren öster Gräna (Gavelin 1912 b) har även ansetts vara yngre än de plutoniska bergarterna.

HUVUDSAKLIGA UPPFATTNINGAR OM DE SURA VULKANITERNA

De flesta rapporterade ignimbriter är av kvartär eller tertiär ålder men även prekambrisk har rapporterats (e.g. Bouladon och Jouravsky 1954; Hjelmqvist 1956; Lundqvist 1968; Papezik 1969). Termen ignimbrit skapades av Marshall (1932; 1935). Denna bergartstyp var dock mycket inhomogen, och olika typer kunde urskiljas (Marshall 1932; 1935; Steiner 1960). Ignimbriterna har ofta indelats i olika typer karakteristiska för sina respektive områden t.ex. armenska genom Shirinian (1963 p. 16 cf. Abich 1882). I normalfallet består ignimbritavlagringen av ett antal olika bergartstyper. Nedifrån är dessa typer enligt Vlodavetz ignimbritisk aska eller tuff, ignimbritisk "welded tuff", ignimbritisk "baked tuff" (delvis "welded"), ignimbritisk tuff och aska (Vlodavetz 1966 pp. 142-146 cf. Gilbert 1938 pp. 1831-1854; Weyl 1954; Martin 1959 pp. 397-400; Petrov 1963 p. 24; Fisher 1966 a pp. 351-353). Tidiga bergartsenheter blir ofta successivt överlagrade av senare (ofta med inlagringar av lavar och "air-fall tuffs") och enligt Smith (1960 a pp. 798-800) finnes enkla och sammansatta (simple and compound) avkylningsenheter. Genom denna överlagring antages värmen bli behållen under en längre tid, vilket exempelvis kan ses i den starka korrosionen av fältspatfenokrister (Rast 1962 pp. 103-108 cf. Smith 1960 b; Vlodavetz 1961) men även i kristallisationen av grundmassan.

Den nära relationen mellan ignimbriter och andra effusiva bergarter har påvisats på Gran Canaria, där lavaflöden och ignimbriter med i det närmaste identisk kemisk sammansättning förekommer blandade med varandra (Schmincke 1970 p. 1215). Enligt Steiner anses fyra huvudsakliga typer av sura vulkaniter existera: 1. ryolitflöden 2. ignimbriter 3. "nuées ardente"-avlagringar och 4. ask- och pimpstenslager. De är primärt kontrollerade av vatteninnehållet samt övermättnadshastigheten. Respektive vatteninnehåll är uppskattade till 1%, 1-3%, mer än 3% och mindre än 10% (Steiner 1960 pp. 7-11 cf. Aramaki och Yamasaki 1963 p. 91). Flera författare har understrukt den stora skillnad, som förekommer mellan "nuées ardentes"- och ignimbritbergarter. Till skillnad från "nuées ardentes" intar ignimbriterna mycket stora områden arealmässigt, och de har därmed uppfattats som de sura ekvivalenterna till platå-basalterna (Steiner 1960 pp. 34-36 cf. Rittmann 1960; 1962 b). De är vidare uppfattade som typiskt terrestiska, men några subakvatiska har även rapporterats (e.g. Fiske 1963 cf. Fitch 1967 p. 217). Tre eruptiva mekanismer har föreslagits för "welded tuffs" nämligen: 1. "tuff flow" eller "pyroclastic flow" 2. "froth flow" och 3. "ash fall" (Boyd 1961 p. 412). Ignimbritmekanismen har tolkats olika av olika vulkanologer. Rittmanns tolkning (1960; 1962 a).

har sammanställts på följande sätt av Hrdličková: "the hypomagma (a homogeneous melt with dispersed molecules of volatile constituents) ascending to the level of subsurface conditions transforms into pyromagma (volatile constituents are separated and form vesicles). The great viscosity of the melt inhibits the escaping of volatile constituents. The expanding volatiles finally overcome the strength of the melt by a reduced degree of viscosity and by the presence of abundant crystals (whose viscosity being high prevents them sinking down) and crush it up. An emulsion of still plastic fragments of glass and isolated phenocrysts in glowing gas forms arises. The eruption of this emulsion resembles rather a violent outpouring than an explosion. Owing to its high mobility caused by the fluid state, this emulsion covers extremely rapidly extensive area with still glowing deposits" (Hrdličková 1966 p. 191). Cook menar, att ignimbriten avsättes från ett hett, snabbt expanderande, turbulent, högmobilt magmatiskt gasmoln ("nuée ardente" eller "pyroclastic flow"), vilket för intratelluriska kristaller, flytande droppar av magman samt bergartsfragment (Cook 1966 a p. 159). Kennedy ansåg, att "welded tuffs" i Yellowstone National Park hade bildats genom särskilt "frothy" (gasblåsrika) sura magmor (Kennedy 1955 cf. Rast 1962 pp. 97-99). Det finnes flera andra hypoteser om mekanismen. Steiner visade i en undersökning, att det fanns två olika glasfaser i ignimbriter, och hans deskriptiva definition av ignimbrit är en sur vulkanisk bergart visande en textur lik den vitroklastiska. Den är karakteriserad av två olika glas, vilka vanligen är devitrifierade (Steiner 1960 pp. 7-11 cf. Hjelmqvist 1961). Martin och Lewis (1963) undersökte samma bergarter som Steiner men ansåg att dessa båda glasfaser ej finns.

Det finns övergångstyper mellan lavar och ignimbriter. Ryska geologer har använt termen tufflava för dessa bergarter (se Cook 1966 b). Dock råder olika uppfattningar om ursprunget för dessa tufflavor. En annan term föreslagen av Maleyev (1961 p. 719) är "clastolava". Termen ignispumit är föreslagen av Pantó för att beteckna slaggiga, inhomogena, sura vulkaniska bergarter utan vitroklastisk struktur (Pantó 1963 p. 175). Sistnämnda term täcker således "foam lavas". Rheoignimbriterna är delvis lika tufflavorna. Termen är introducerad av Rittmann för sekundära flöden (följaktligen med riktiga flytstrukturer), vilka har bildats, då ignimbritavlagringar har avsatts på relativt branta sluttningar (cf. Lundqvist 1968 p. 106). Förekomsten av tufflavor har förnekats av många, men Tazieff har kommit med en tolkning av ignimbritmekanismen, som även innefattar tufflavorna. Enligt Tazieff är ignimbriterna: "a far-reaching flow of a hot gaseous continuum carrying a

hot liquid (and solid) discontinuum, later to be more or less compacted and welded. Upper and outer parts of the flow, where temperature and pressure were not high enough, offer somewhat different facies, sometimes referred to as "sillar", unwelded and fiammeless. Usually this main phase is preceded by strong so-called "vulcanian" explosions that hurl pumice lapilli and ashes into the air; these first stage pyroclasts, air-borne and promptly air-cooled, produce the layered tuffs often observed at the base of the ignimbrite formations and are thicker the closer they are to the eruptive vents. Frequently the eruption terminates by the slow extrusion of somewhat degassed epimagma either in the form of a lava flow, or of a dome" (Tazieff 1970 p. 158 cf. Rittmann 1967). Sålunda menar Tazieff, att "foam"- och tufflavor kan representera den slutliga delen av en normal ignimbritemission (Tazieff 1970 pp. 161-163). Delvis har samma saker iakttagits av Kennedy i Yellowstone Park. Nedifrån finns där kristalltuffer och en dåligt konsoliderad aska, följda av "welded tuffs" och slutligen av obsidianlavor. Enligt Kennedy är det successivt lägre volatil- och vatteninnehållet tillsammans med en högre viskositet orsaken till denna bergartsutveckling (Kennedy 1955 pp. 494-496 cf. Pichler 1959 pp. 114 och 130; Hrdličková 1966 p. 198).

De flesta "ash flows" sammansätts av glasfragment eller glasdamm, pimpstens- eller slagfragment och kristaller (Smith 1960 a pp. 821-823 cf. Maleyev 1963 pp. 40-41). Bergartssekvensen kan därefter utsättas för "welding" och kristallisation. "Welding" är definierat som den process, som leder till kohesion av glasiga fragment. Denna "welding" är beroende av ett flertal faktorer t.ex. temperatur, innehåll och sammansättning av volatiler, sammansättning hos askan, litostatiskt tryck, grad av avkylning samt kristallisationshastigheten (Smith 1960 a pp. 823-832 cf. Ross och Smith 1961 pp. 40-46). Det litostatiska trycket anses dock vara av mindre betydelse (cf. Gibson 1970 p. 94). Den fortsatta tillplattningen av fragment, bl.a. pimpsten, kommer att ge en eutaxitisk struktur (Smith 1960 a p. 515; Ross och Smith 1961 pp. 18-26). De mest välbevarade bergarterna i Småland kallades eutaxiter av Nordenskjöld (1894 a). Slutstadiet är en extrem uttänjning av fragmenten, vilken gör att bergarten ser ut att visa flytstrukturer. Denna struktur kallas parataxitisk av Beavon et al. (1961 p. 604 cf. Fitch 1967 p. 203; Schmincke och Swanson 1967 b). Även denna bergartstyp förekommer i Småland. Pimpstenen är en kvantitativt betydande komponent, och den är bildad genom en expansion av gaser till följd av en sänkning av trycket vid höga temperaturer (Perlaki 1966 pp. 13-28). Pimpsten blir experimentellt "welded" vid temperaturer omkring 775 - 900°C (vid 4,8% H₂O och 700 atm.). Strukturerna och texturerna blir då helt lika dem hos "welded tuffs" (Boyd och Kennedy 1951 pp. 327-329). Enligt Daly är 65% SiO₂ en

lägre gräns för pimpstensbildning och som regel är 70% eller mer nödvändigt (Perlaki 1966 pp. 13-28). Nämnade "welded tuff"-strukturer (eutaxitiska) visar dock ej, att bergarten är en ignimbrit. Förutom mikroskopiska och makroskopiska data bör en rad andra drag beaktas, exempelvis en stor lateral utbredning. Lavor eller "nuées ardentes" har ej denna stora utbredning. I många fall är det uppenbarligen mycket svårt att urskilja ignimbriter i omvandlade vulkaniter (cf. Hentschel 1955 p. 142; Pichler 1963 p. 288; Schmincke och Swanson 1967 a p. 702). Även bland relativt unga vulkaniter kan förväxlingar göras. Ignimbritisk aska och tuff kan i fält förväxlas med "air-fall tuffs" eller s.k. lahars. "Welded" ignimbriter kan förväxlas med lavaflöden, vilket ofta har skett (Cook 1966 a p. 161). Skillnaderna mellan lavor, ignimbriter och tuffer har sammanställts av bl.a. Gaedeke (1962 p. 26).

DE VULKANISKA BERGARTERNA INOM UNDERSÖKNINGSOMRÅDET

Bland vulkaniterna kan två huvudgrupper urskiljas: 1. kraftigt omkristalliserade (troligen äldre) bergarter och 2. relativt välbevarade (troligen yngre) bergarter. Bland de kraftigt omkristalliserade bergarterna finnes aplitlik porfyr, grå porfyrnit och agglomerat (mestadels lapillituffer) samt den kristalliniska övergångstypen mellan de aplitlika och de mera välbevarade porfyrtyperna. Dessa bergarter är grupperade i en möjlig åldersföljd med den äldsta bergarten först, men många argument talar för dess riktighet. Bland de välbevarade porfyrerna finnes på samma sätt röda, rödflammiga, mörka och grå porfyrrer samt slutligen en grön tuff och ett agglomerat. "Glas"innehållet blir stort i de senare bergarterna, och stora "perlitiska" bergarts-partier kan återfinnas i fält. Även i de sistnämnda porfyrerna finnes tuffer - agglomerat, vilka bildar successiva övergångar till de olika porfyrtyperna. Porfyrerna tolkas som ignimbriter. Dessa är av "flow"-karaktär, men inlagringar finnes ofta av "air-fall tuffs".

I fält finns en successiv övergång i så väl lateral som vertikal led med välbevarade porfyrrer i topografiska höjdlägen (samt centralt) och kraftigt omkristalliserade porfyrrer nära graniterna. Dessa övergångar kan äga rum över avstånd på 0,5 - 3 km till de medelkorniga till grovkorniga, röda, saliska graniterna (ofta med porfyrisk tendens), vilka kan ha en finkornig porfyrisk randfacies. Ett framträdande drag för samtliga vulkaniter och även graniter är den likartade mineralogin. Vulkaniterna som således samtliga är äldre än graniterna är omkristalliserade bl.a. genom graniternas intrusion. Den starka omvandlingsgraden hos porfyrerna gör det mycket svårt att tolka deras genes

och olika strukturers genes. Senare deformationer (åtminstone två) försvårar ytterligare tolkningen. Primära strukturer som uppkommit genom kompaktering, flytning m.m. kan vara svåra att förstå genom påpräglningen av tektonisk deformation. Dylika sura vulkanitområden är dessutom svåra att tolka strukturgeologiskt, emedan få strukturer framkommer vid dylik deformation.

Aplitlika porfyrier

De aplitlika porfyryrerna utgör ytmässigt en stor del av kartområdet. De speciellt beskrivna typerna är belägna framförallt i närheten av Storebro. Homogeniteten hos dessa bergarter är avsevärd. Norrut från Storebro (utanför kartområdet) intager de dessutom ett stort område.

De kemiskt analyserade bergarterna motsvarar enligt Rittmanns nomenklatur (1952) ryoliter. Dessa bergarter visar sammansättningsmässigt stor överensstämmelse med graniterna inom området. Bergarten är mycket finkornig, "sockerkornsläk" och röd med vita fältspatströkorn, vilka särskilt tydligt framträder på vittrad häll. Övergångarna till de kristalliniska övergångstyperna sker successivt. Ställvis kan bergarten vara inhomogen med tätare, hårdare och mörkare partier fragmentartat. Vanligen är bergarten mycket salisk men lokalt kan det mörka mineralinnehållet öka. Detta sker i närheten av agglomeraten och de grå porfyriterna. En stänglighet eller ett skiffrighetsplan kan då ses. Det senare är subparallellt skiktningen. En växellagring tycks delvis kunna ske med de grå porfyriterna (av tuffursprung), och därmed ökar såsom nämnts innehållet av mörka mineral. Något grövre saliska ådror kan finnas. Dessa utgör dock endast förgrovade partier av bergarten. Grundmassan är finkristallinisk samt hypidiomorf, granoblastisk (fig. 34). Fältspatströkornen är oftast idiomorfa och tavelformade. Kvartsen är i regel xenomorft begränsad (cf. Nordenskjöld 1893 pp. 27-29). Strökornsmängden ligger normalt omkring 20% (i något fall 30%). Beträffande planimetriska analyser samt exakta mått på strökorn och grundmassa hänvisas rörande denna och andra bergarter bl.a. till tabeller i slutet av uppsatsen. Strökornen utgöres av framförallt plagioklas samt av mikroklin, delvis pertitisk och mindre kristaller av kvarts. Plagioklasströkornen är kraftigt korroderade samt omvandlade till sericit och epidotmineral, särskilt i centrum av kristallerna. Även en nybildning av mikroklin kan återfinnas. Plagioklasen är sålunda sericitiserad och albitiserad. Albit-, periklin- och Karlsbadtvillingar förekommer. Den

maximala An-halten är 36%, dvs. sammansättningen motsvarar sur andesin, men vanligast är värden omkring 30%. (Anortithalten är mätt efter utsläckning av albittvillingar i den symmetriska zonen. Denna metod har använts i samtliga bergartstyper i denna undersökning, såvida ej annat anges). Aggregat finns av epidotmineral, biotit, muskovit, titanit, malmmineral samt apatit. Dessutom finns ellipsformade aggregat av kvarts, som är något grövre i dessa aggregat än normalt. Primärt kan dessa aggregat utgöra olika typer av fragment, men omkristallisationen är så stark, att genesen är svår att spåra. Grundmassan utgöres av kvarts, fältspater, sericit, muskovit, epidotmineral, titanit, biotit (ibland såsom "bow-tie"-typ samt med "kink bands" X ljus brungrön Y=Z olivgrön eller mörkbrun; X ljusgrön Y=Z olivgrön), ljusgrön klorit, malmmineral (magnetit, titanjärnoxid och pyrit), zirkon, apatit, leukoxen samt röd järnoxidsubstans. Den senare omkransar ofta enskilda kvartskorn. Biotiten är kloritomvandlad. Exempel finns på bergarter, som är kraftigt tektoniskt omvandlade, exempelvis 21 (1,1 km S Storebro). Sericit och muskovit utgör här mer än hälften av samtliga mineral. Denna bergart är synbarligen mera pertitrik än de övriga. Korrosionen av strökornen är ytterst stark. Biotiten (X ljusbrun Y=Z mörkbrun - olivgrön) är kloritomvandlad, bl.a. till pennin.

Grå porfyr

De grå porfyriterna är huvudsakligen belägna söder om Storebro i några små massiv. Bergartstypen kallas grå gnejs av Holst (1885). Denna "gnejs" finns inlagd på hans karta några kilometer norr om Storebro nära Kvillehult. Den kemiska sammansättningen av grundmassan motsvarar en kvartslatit enligt Rittmanns terminologi (1952). Makroskopiskt är dessa porfyriter grå, finkorniga till fint medelkorniga, ställvis granitlika bergarter. Oftast är dock grundmassan tätare, varför bergarten blir hård och splittrig. Den inhomogena karaktären är framträdande. Vita fältspatströkorn förekommer i riklig mängd tillsammans med mindre samt färre av kvarts. I bergarten finns mestadels svarta linser av varierande storlek (från några mm till fem cm), vilka markerar en tydlig stänglighet (fig. 20). De ingår även i ett tydligt s-plan. De svarta linserna kan dock saknas helt. Riktningen hos dessa linser är relativt konstant inom massiven dvs. cirka N 10W 10-15NNW varierande mellan N 25W - N 15E 5-25N. Vid Kvillehult är dock stupningen mestadels åt söder. En gruppering tycks föreligga nämligen 1: 1. NNW och 2. NNE. Om den senare är en ursprunglig NNW-lig riktning förställd genom tektonisk påkänning

är osäkert. S-planet är orienterat i N 40W 22NE. Linserna bör betraktas som fragment i ett tuffmatrix. Övergångar till lapillituffer samt agglomerat förekommer följaktligen. Den enhetliga orienteringen av dessa fragment i denna bergartstyp tyder på att de påverkats av en tektonisk deformation. Bergarten är kraftigt omkristalliserad. De grå porfyriterna i massivet söder om de små i närheten av Storebro har en något annorlunda karaktär. De svarta fragmenten är mera spridda, och övergångar finns som tidigare till lapillituffer och agglomerat. Denna karaktär är densamma inom övriga tuffer och agglomerat med undantag av den gröna tuffen. I närheten av de aplitlika porfyreterna blir porfyriten lätt röd. I de "yttre" delarna av den grå porfyriten kan små relativt tunna bankar förekomma av en bergart lik de aplitlika porfyreterna. Dessa bankar ligger då i nämnda s-plan, som förmodligen är ungefär parallellt med en skiktning. Denna typ av växellagring har observerats bl.a. i lokalerna 23 och 78. Dessa bankar har då en gråsvarttröd till röd färg. Strökorntmängden tycks minska i de senare bergartstyperna.

Mikroskopiskt har de grå porfyriterna en helt kristallinisk grundmassa, om än av varierande kristallisationsgrad. Normalt är den finkristallinisk till mikrokristallinisk (fig. 21). Strökorntmängden är varierande, men normalt omkring 40%. Strökornen består av tavelformad plagioklas, mikroklin, delvis pertitisk och kvarts. Den senare är i mindre frekvens samt av mindre storlek. Plagioklasen har en maximal An-halt av 32%, dvs. sammansättningen motsvarar sur andesin. Samtliga strökornt är kraftigt korroderade. Plagioklasen är sericitiserad, epidotiserad, pigmenterad (cf. Anderson 1937 pp. 6-65) och albitiserad. En zonering är vanlig. Albit-, periklin- samt Karlsbadtvillingar förekommer. Poikilitiskt innesluten kvarts är likaså vanlig (cf. Geijer 1913). Sericitiseringen är alltid kraftigare i plagioklasströkornen än i de av kalifältspat (cf. Harpum 1954 pp. 1081-1093). Framförallt kärnorna i plagioklaskristallerna är sericitiserade och epidotiserade. Ett av skälen till den starka korrosionen i dessa bergarter kan vara den, att värmen har bevarats under en längre tid i bergartssekvensen (cf. Rast 1962). Enligt Foster sker reaktioner mellan kristaller och grundmassa i vulkaniska bergarter efter det att bergarterna har konsoliderats men fortfarande är varma. Sådana reaktioner kan ske tack vare en sent likvid fas (Foster 1960 p. 894 efter Tuttle och Bowen 1958 pp. 102-103). Det har sagts, att många så kallade fenokristaller i ryolitiska vulkaniska bergarter kan vara xenokristaller resulterande från en ofullständig återuppsmältning (Peterson och Roberts 1963 pp. 120-121). Euhedraliteten och zoneringen tyder dock på, att de har bildats genom kristallisation från en flytande fas (cf. Lipman et al. 1966 p. F30). Fenokristinnehållet kan stå i relation till den kemiska sammansättningen. I detta fall är en differentiation och delvis uppsmältning av

betydelse (Peterson och Roberts 1963 pp. 118-122; Lundqvist 1968 pp. 109-112).

Epidotmineral, biotit, malmmineral, titanit och apatit är aggregerade och bildar en tydlig parallelltextur, om än något "fluidalt" utbildad. Kvartsen blir ställvis något grövre i små linsartade aggregat. Kvartsen är i detta fall lepidoblastisk och kraftigt undulös. Den huvudsakliga delen av grundmassan utgöres av kvarts och fältspat. Dessutom finnes sericit, epidotmineral, titanit, biotit (X ljus grönaktigt brun Y=Z olivgrön; X ljus grön till färglös Y=Z brun), malmmineral (pyrit, magnetit och titanjärnoxid), ljusgrön klorit, pennin, muskovit, apatit och zirkon. Det senare mineralet bildar även pleokroitiska gårdar i biotiten. I små ådror finns en röd järnoxidsubstans. Det finns spår av ursprungligt hornblände, men det är omvandlat till biotit, vilken i sin tur är omvandlad till klorit. Bland epidotmineralen tycks både zoisit och klinozoisit förekomma bredvid epidot. I några epidotkorn kan en röd eller brun ortitkärna ses. Myrmekitiska sammanväxningar finns mellan kvarts och plagioklas.

Den nämnda deanortitiseringen har beskrivits av åtskilliga författare i liknande bergarter (e.g. Quensel 1913 pp. 19-21; Anderson 1937 pp. 6-65; Derry 1940 pp. 109-114; Brouwer 1942 pp. 303-317; Peng och Chu 1944 pp. 69-82; Harpum 1954 pp. 1075-1079; Moorhouse 1959 pp. 209-212; Carozzi 1960 pp. 112-116; Marmo 1961 pp. 394-396; Korshinski 1962 pp. 20-22; Crook 1963 p. 696 cf. Oliver 1951). Det kalcium som frigöres kan bindas i epidot. Då mängden kalium relativt ökar bildas mikroklin snarare än sericit. Bildningen av mikroklin kan ses i flera fall i samtliga bergarter inom området. En epidotisering av en bergart följes ofta av en färgning genom metasomatisk järnoxid (cf. Mackin 1952 pp. 1337-1339). En epidotisering följd av en ökning av järn manifesteras genom associationen epidot och pyrit (cf. Gavelin 1952). Pyrit är ett vanligt förekommande malmmineral inom samtliga bergarter i området. Enligt Marmo är den väsentliga förklaringen till epidotisering av An-komponenten förekomsten av vatten (cf. Harpum 1954 pp. 1075-1079). Denna omvandling är vanlig i bergarter med starkt pertitisk mikroklin (Marmo 1961 pp. 394-396). En bimineralisk ansamling av kvarts och epidot är den vanliga följden av epidotisering av sura bergarter (cf. Harpum 1954 pp. 1081-1093). Epidot och/eller kvarts kan förekomma i ådror samt sprickor inom undersökningsområdets bergarter. Dessa ådror är vanligen ej bredare än 5 mm. Dessutom kan dessa mineral förekomma i fläckar 1-2 cm stora med ljusa reaktionszoner. Titanit är ofta associerad med dessa mineral. Kvartsen är ofta koncentrerad till centrum av dessa fläckar. Firman (1957) menar, att en epidotisering kan bero på en termal förändring vid granitintrusioner. Epidotens utbredning i Borrowdale-vulkaniterna visar, att tendensen för epidot att ersätta plagioklas gynnades

genom en senare regionalmetamorfos men i all synnerhet genom termalmetamorfos genom de senare intruderande graniterna (Firman 1957 pp. 44-47 cf. Clark 1964 pp. 349-351). Omvandlingsgraden i dessa grå porfyriter är hög. Olika typer av primära mineral är omvandlade till andra former (cf. Moehlman 1935 pp. 809-811; Larsen et al. 1936 pp. 679-702; 1937 p. 905; 1938 pp. 252-257 och pp. 426-430). Olika omvandlingar av vulkaniska bergarter har beskrivits av Pantó (1959 pp. 373-377 cf. Kubovics 1965).

I det lilla porfyritmassivet 1,5 km WSW Storebro (lokal 23) förekommer oregelbundna gångar från den röda, saliska, medelkorniga graniten. Denna granit för då små skarpkantade brottstycken av den grå porfyriten, högst 4-5 cm långa. Några av dessa fragment är i det närmaste upplösta, medan andra kan ses diffust, och de har då blivit helt röda - skära till färgen.

Den kristalliniska övergångstypen

Denna bergartstyp har urskilts såsom en mellantyp mellan aplitlika porfyrier och mera välbevarade porfyrier. Denna grupp av bergarter är dock speciell så till vida, att det förekommer fragment i högre grad än i de aplitlika porfyrierna. Den kristalliniska övergångstypen är mera finkornig än den aplitlika porfyren, men den är fortfarande makroskopiskt kristallinisk i förhållande till den röda porfyren. Flera typer av fragment finnes. Dessa kommer att beröras mera utförligt i samband med avsnittet rörande speciella strukturella former. I denna bergart finns, liksom i de aplitlika porfyrierna fastän i högre grad, tätare och diffusa partier, vilka kan uppfattas som omkristalliserade fragment. De fragment som existerar är oftast kraftigt utvalsade. Bandningen är i sin grund primär. I vissa fall har en autobrecciering kunnat ses inom bergarten. Man kan dock konstatera, att denna bergartstyp är fragmentrik. Denna fragmentrikedom finns i vissa av de röda porfyrierna men saknas generellt i de aplitlika porfyrierna.

Den kemiskt analyserade bergarten motsvarar enligt Rittmanns terminologi (1952) en alkaliryolit. Strökmängden är låg, endast cirka 5%. Strökmörnen är kraftigt korroderade och utgöres av plagioklas, mikroklin, delvis pertitisk och kvarts. Även mikroskopiskt kan man se, att inhomogeniteten inom bergarten är ytterst stor. Därför varierar den makroskopiskt från ljusröda - röda till rödbrunsvarta färger. En viss parallellorientering kan spåras inom slipproven genom utsträckta kvartsaggregat och kvartsådror. Som senare kommer att beröras är dessa troligen ytterligare omvandlingar av sfärolitpartier,

dvs. tidigare vulkaniskt glas. Aggregat finnes av malmmineral, glimmer, titanit, epidotmineral, zirkon och apatit. Dessa aggregat visar också en viss parallelltextur av "fluidal" karaktär. Plagioklasströkornen är de talrikast förekommande. De är rödpigmenterade, epidotiserade, sericitiserade och albitiserade. Dessa strökorn är ofta omgivna av poikilitiska randzoner med kvarts. Den maximala An-halten är 38% dvs. plagioklasen är en intermediär andesin. Kvartskornen är ofta krossade, granulerade och undulösa. Sekundär kvarts finns. Bland de övriga mineralen förekommer sericit, epidotmineral, titanit (ofta omkransande malmmineral), biotit (X ljusgrön Y=Z olivgrön; X gulbrun Y=Z mörkbrun; X ljusbrungrön Y=Z mörkbrungrön), muskovit, ljusgrön klorit, limonit, kalcit, apatit, leukoxen och zirkon. I de ellipsformade aggregaten av kvarts finns euhedralla småkorn av granat. Inom området har granat endast påträffats i denna bergart. Malmådror samt titanit-epidot-kvartsådror förekommer.

Tuffer och agglomerat

Tufferna karakteriserar ett mera explosivt stadium jämfört med ignimbriterna, då magman är rikare på volatila beståndsdelar (Hrdličková 1966 p. 198). De vulkaniska tufferna är att betrakta som klastiska sediment, vilka härrör från explosioner. Beståndsdelarna är bomber, splitter, lapilli, aska och damm (cf. Carozzi 1960 pp. 96-100; Török 1962 pp. 351-354). Ett epiklastiskt material kan i särskilda fall ingå. En indelning som använts av Török är: 1. vulkanoklastiter 2. sedimentpyroklastiter a. tuffoider (det eruptiva materialet överstiger 90%) b. tuffiter (det sedimentära materialet överstiger 10%) och 3. pseudoklastiter (Török 1962 pp. 351-354).

Termen agglomerat användes för en konsoliderad vulkanisk bergart av pyroklastiskt ursprung bestående av runda eller kantiga fragment (huvudsakligen bomber), som ligger i ett tuffmatrix. Fragmenten kan härröra från magman själv ("essential"), från äldre vulkaniska bergarter i samma kon ("accessoric") och från basementbergarter ("accidental") (Carozzi 1960 pp. 94-96 cf. Wentworth och Williams 1932; Blyth 1940; Pettijohn 1949 pp. 264-267; Fisher 1966 b pp. 291-297). Enligt Wentworth och Williams (1932) är undre storleksgränsen för fragmenten 32 mm, men olika storleksgränser tillämpas av olika författare (cf. e.g. Fisher 1966 b p. 295 cf. Carozzi 1960 pp. 96-100). Enligt nämnda nomenklatur är flertalet av de s.k. agglomeraten inom undersökningsområdet lapilli-

tuffer. De är dock tydligt inhomogena, och med beaktande av den starka omkristallisationen, som förstört primära strukturer samt gränser för fragmenten, kallas dessa bergarter för agglomerat.

Det finns både kraftigt omkristalliserade och relativt välbevarade agglomerat. De kraftigt omkristalliserade agglomeraten finns liksom de grå porfyriterna i de topografiskt lågt belägna delarna av området i närheten av de aplitlika porfyrrerna samt den kristalliniska övergångstypen. Mellan dessa bergartstyper finns uteslutande successiva kontakter. Dessa mindre massiv är utdragna i en NW-lig riktning.

De kraftigt omkristalliserade agglomeraten har ofta en gråröd till grå färg. Svarta fragment förekommer i form av linser, men dessa är oregelbundet orienterade. Linserna är vanligen 1-2 cm långa, men större existerar. Bland dessa omkristalliserade agglomerat har utvalts 19, 24 och 34 respektive 1,2 km SSW Storebro, 1,4 km SSW Storebro samt 0,6 km ESE nordspetsen på sjön Snuggan. Dessa bergarter har normalt en mikrokristallinisk grundmassa, men kryptokristalliniska partier kan förekomma vid sistnämnda lokal. Grundmassan är sericitbemängd och kan uppvisa en "fluidaltextur". I de mest omkristalliserade typerna kan övergångar finnas till finkristallinisk grundmassa, och inhomogeniteten är således avsevärd. Strökornsinnehållet är varierande: 25-40%. Strökornen består huvudsakligen av plagioklas, i mindre skala av mikroklin och pertitisk mikroklin samt av mindre korn av kvarts. Den maximala An-halten är 41% dvs. plagioklasen är intermediär andesin. Albit-, periklin- och Karlsbadtvillingar förekommer. Plagioklasströkornen kan vara zonerade. De är omvandlade till sericit och epidot. Kvartsen förekommer framförallt i grundmassan men kan även uppträda i små långsträckta aggregat, ofta tillsammans med sericit. Kvartsen är då lepidoblastisk och undulös. Kvarts- och/eller epidotådror finns som vanligt i riklig mängd. Epidotmineral, titanit, klorit, malmineral, biotit, muskovit och hornblände finnes i fragmentartade linser. Hornbländet är kraftigt omvandlat till biotit, som i sin tur är omvandlad till ljusgrön klorit samt pennin. Grundmassan utgöres av kvarts, fältspat, sericit, epidotmineral, titanit, biotit (X ljus grönaktigt brun Y=Z mörkbrun eller olivgrön; X ljusbrun Y=Z olivgrön), pennin, ljusgrön klorit, muskovit, malmineral, grönt hornblände, apatit, zirkon, kalcit, leukoxen och röd järnoxidsubstans.

Ett välbevarat agglomerat förekommer 1,5 km ESE Gisses-kalle och 1,6 km SW Råddehult. Detta agglomerat har en gul till svagt rödaktig färg med långsträckta, smala och svarta linser, oftast 2-3 cm långa (fig. 22). Denna välbevarade agglomerattyp är också belägen inom de välbevarade porfyrrernas område. Grundmassan är kryptokristallinisk och mikrokristallinisk samt fragment-

artad. Strökorntsmängden är cirka 25% (fig. 23). Den maximala An-halten är 32% dvs. plagioklasen är en sur andesin. I övrigt överensstämmer denna bergarts data väl med vad som nämnts ovan i samband med de omkristalliserade agglomeraten.

Som tidigare nämnts visar dessa agglomerat successiva övergångar till porfyrrerna. Därför har i några fall termen agglomeratisk porfyr använts. Denna typ av bergart omfattar endast små områden. Denna bergart blir dock mera lik porfyrrerna, och strökorntsmängden är avsevärt lägre än i de typiska agglomeraten. Normalt är strökorntsmängden omkring 15%, men i något fall finns en mängd på 35%. De agglomeratiska porfyrrerna har oftast en rödbrun färg, och de för enstaka svarta, täta, 1-2 cm långa fragment. De blir ofta också mera homogena i grundmassan än agglomeraten normalt är. Mineralogiskt överensstämmer data med vad som sagts i tidigare beskrivningar. Att draga gränser mellan tuffer av "air-fall"-karaktär samt ignimbriter kan vara svårt, och enligt Pantó (1962 pp. 307-314) är "welding" ej ett kriterium på "pyroclastic flows". De faktorer som måste tagas i beaktande är dessutom sammansättning, struktur och avsättningssätt. De bergarter som benämnts tuffer och agglomerat avviker från porfyrrerna med avseende på strukturer, texturer och sammansättning.

Röda och rödflammiga porfyrrer

Mikroskopiskt är dessa bergarter relativt homogena. Bland de röda porfyrrerna finns dock parataxitiska typer, vilka beskrives närmare i samband med speciella strukturella former. Denna struktur är åstadkommen genom en kraftig utvalsning av bl.a. glasiga fragment.

Nomenklatoriskt motsvarar dessa bergarter ryoliter i enlighet med Rittmanns terminologi (1952). Som prototyp för denna bergart har valts 100 nära Varpingshorva. Detta är en röd, tät bergart med svagt porfyrisk struktur. Genom point counter-analys visade det sig, att strökorntshalten är cirka 10%. Grundmassan är inhomogen och i det närmaste mikrokristallinisk, sällan kryptokristallinisk. Aggregat finns av kvarts, epidotmineral, titanit och malmmineral. Dessutom ingår aggregat av undulös kvarts. Strökornen utgöres av plagioklas, mikroklin, pertitisk mikroklin och kvarts. Plagioklasen har en maximal An-halt av 34% dvs. plagioklasen är en sur andesin. Som vanligt är plagioklasen sericitiserad och epidotiserad. I övrigt förekommer samma mineral som nämnts i samband med tidigare bergarter.

En annan porfyrtyp som urskilts är den rödflammiga. Den är oftast röd med mörka partier, dock ej fragmentartat. Den genomgår en successiv förtätning till de mörka porfyrrerna, vilka dock även kan vara något flammiga. Mineralmässigt

är de lika de föregående bergarterna.

Det bör påpekas, att i samband med dessa båda porfyrtyper och även i samband med de mörka porfyrrerna finns tuffer samt agglomerat av olika karaktär med successiva övergångar till de olika porfyrtyperna. Det finns således troligen upprepade horisonter av egentliga "air-fall"-tuffer i ignimbritsekvensen.

Mörka porfyrrer

De mörka porfyrrerna i området är de mest välbevarade. Såsom i alla gamla vulkaniter har dock en devitrifikation förstört den ursprungliga glasiga karaktären. I dylika devitrifierade bergarter finns dock ofta en tydlig fluidal struktur (cf. Ross och Smith 1961 pp. 26-36). Icke devitrifierat glas är rapporterat så gammalt som från karbon (Robinson och Marvin 1967 p. 601). Glas är en underkyld, högviskös, stel vätska (Simons 1962 p. 880), och den kan ha ett SiO_2 -innehåll av 75-78% (Ross och Smith 1955 pp. 1072-1080) samt ett vatteninnehåll av 2-3% (Boyd 1961 pp. 414-424). Genetiskt kan omvandlingen av glas föras tillbaka på syn-, dia- och epigenetiska processer (Zelenka 1967 pp. 439-450). Själva devitrifikationen innebär en kristallisation, och denna kan alstra värme för "welding"processer (Ewart 1965 pp. 671-674). Andra typer av kristallisation finns också, exempelvis ångfaskristallisation samt granofyrisk kristallisation (Smith 1960 b pp. 151-154; van Bemmelen 1963 pp. 158-172). Enligt Lipman (1965 pp. D1-D4) är omvandlingen av fyra typer: primär kristallisation, hydration, sekundär devitrifikation och lakning. Marshall anser, att värme är tillräckligt för att glas skall omvandlas (Marshall 1961 p. 1517). Experimentell devitrifikation har utförts på glas. Existensen av natrium och kalium ökade hastigheten på devitrifikationen 1-5 gånger jämfört med liknande processer i vatten (Lofgren 1970 p. 558).

Glasvärdet i dessa bergarter är betydelsefull och brukar användas som indelningsgrund (cf. Szádeczky-Kardoss 1957 pp. 341-348; Svoboda 1962 pp. 296-298; Speranskaja 1967 p. 101).

De mörka porfyrrerna intar de topografiskt högsta delarna inom området t.ex. Gisseskalle 234,8 m och Gökshult 214,6 m. De lägsta delarna av området (graniterna) ligger på höjder strax ovanför 100 meter. Den mörka porfyren vid Gisseskalle är en välbevarad, brun, tät bergart med mörkare, tätare, långsträckta och lätt rundade fragment. Storleken av dessa fragment varierar mellan 1 och 10 cm (fig. 28). Det är mycket svårt att mäta en entydig riktning hos dessa,

men möjligen är riktningen N 45E dominerande. Dessa nämnda fragment består av sfärolitaggregat dvs. ursprungligt vulkaniskt glas. Många undersökningar har visat, att sfäroliter finns i de övre delarna av "welded tuff"-avlagringar (e.g. Simons 1962 p. 883; Petrov 1963 p. 24 cf. Bonney och Parkinson 1903 pp. 429-443). Motsatsen är dock också konstaterad (cf. Beavon et al. 1961 pp. 605-607). Enligt Nordenskjöld (1894 a) består sfäroliterna av kvarts och fältspat. Detsamma har senare sagts av ett stort antal författare (e.g. Pirsson 1915 p. 207; Balk och Krieger 1936 pp. 520-522; Rinne och Berek 1953 p. 123; Harris och Brindley 1954 pp. 819-824; Ross och Smith 1961 pp. 26-36; Cook 1968 pp. 114-147; Lofgren 1971 p. 117). Enligt vissa författare tyder sfäroliterna på en höjning av temperaturen (nästan tillräcklig för att smälta glaset), och denna höjning är det mest effektiva för att bilda dem (e.g. Bonney och Parkinson 1903 pp. 429-443). Enligt Spry bildas sfäroliter genom en kombination av "difficult nucleation and slow growth and their kinetics are governed largely by the nucleation" (Spry 1969 pp. 154-156). Sfäroliterna i det undersökta området är samtliga av radialstrålig typ med parallell utsläckning (Rinne och Berek 1953 pp. 124-128). Sfäroliterna sägs ofta förstöra en eutaxitisk struktur (Beavon et al. 1961 pp. 605-607) på samma sätt som stress samt autopneumatolytisk och metasomatisk mineralisering (Pantó 1962 p. 328), men i området anger dessa sfärolitaggregat oftast en tydlig eutaxitisk struktur. Grundmassan i Gisseskalletypen är kryptokristallinisk med stora mängder av sericit, vilken ofta är arrangerad fluidalt runt strökornen (fig. 29). Kvartsådror finns mycket ofta i bågar och halvcirklar, möjligen avslöjande en tidigare perlitisk avsöndring. Såsom i tidigare beskrivna bergarter finns aggregat av epidotmineral, titanit, malmmineral, leukoxen, glimrar och delvis lepidoblastisk, undulös kvarts. Bland strökornen finns framförallt plagioklas men även mikroklin, delvis pertitisk och kvarts. Den maximala An-halten är 33% dvs. plagioklasen är en sur andesin. Albit- och periklintvillingar finns. Plagioklasen är omvandlad till sericit samt epidot (ställvis med ortitkärna), särskilt i de inre delarna av kristallerna. Kvartsströkornen är som vanligt mindre till storleken och förekommer i ett mindre antal än fältspatströkornen. Bland pertiterna förekommer olika typer (ex. "string", "braid" och "patch"), vilket är det generella i samtliga bergarter. Flera tydliga "patch"pertiter visar på tydlig albit i mikroklin. Flera plagioklaser visar 2 V-värden av -83° - -84° dvs. oligoklas. Kalifältspaten i några pertiter har värden på 70° - 74° dvs. värden som är karakteristiska för både ortoklas och mikroklin (Tröger 1967). Plagioklasströkornen är ofta omgivna av mindre pertitkristaller. En point counter-analys (med 700 punkter) visar, att strökornsmängden är 12%, grundmassemängden är 49% och sfäroliterna slutligen 26%. I grundmassan finns

epidotmineral, sericit, muskovit, titanit, biotit (X ljusgrön Y=Z olivgrön), ljusgrön klorit, malmmineral (magnetit och pyrit), zirkon, kalcit, apatit, leukoxen och röd järnoxidsubstans.

Den mörka porfyren av Gökhuulttyp är av samma typ som den vid Gisseskalle. Den är något svartare, och den tydliga fragmentstrukturen i Gisseskalletypen är ej så tydlig. Dock kan tätare fragment existera, även om sfäroliter ej upptäckts i mikroskop. De förekommer dock förmodligen. Såsom i Gisseskalletypen kan vita fältspatströkorn av liten storlek ses, men de är ej tydliga. Av vad som setts av samtliga porfyrtyper inom området, beror den porfyriska karaktären och hur väl denna kan ses, på grundmassans färg och strökornens storlek. Grundmassan i bergarten är kryptokristallinisk. Den är pudrad med sericit och malmmineral liksom Gisseskalletypen, och sericiten kan arrangeras i en fluidaltextur. Då sfäroliterna omvandlas bildas små oregelbundna flak med parallell utsläckning, och denna typ finns i denna bergart liksom i ett antal granitporfyrier. Denna textur liknar mycket den av Anderson beskrivna "snow flake"-texturen, vilken anses vara ett resultat av primär kristallisation av glasiga "welded tuffs", då de omvandlas till kristalliniska "welded tuffs" (Anderson 1969 pp. 2077-2079; 1970 a p. 289; 1970 b pp. 2529-2531 cf. Green 1970 p. 2528).

Genom point counter-analys har följande resultat erhållits (700 punkter): strökorn 11%, grundmassa 69% och förgrovad kvarts 20%. Det finns exempel på andra mörka porfyrier, men de är i allmänhet grövre i grundmassan, samtidigt som de ställvis blir rödaktiga. Som exempel kan nämnas Soåsen (87) 1,4 km SE-ESE Dönnemåla (mycket lik Gökhuulttypen) och Hästhagsbergen 0,5 - 0,6 km SSE Gissemåla. Den senare bergarten är brunsvart men blir inom samma blottning även rödflammig och röd. Strökornen framträder mycket tydligt i denna bergart, men enligt en planimetrisk analys (med Leitz' integrationsbord) är strökornsmängden endast 13%. Den maximala An-halten i denna bergart är 35% dvs. plagioklasen är en sur andesin. Liksom i Gisseskallebergarten finns en tendens till att plagioklasströkornen är omgivna av pertitkristaller. Färgvariationerna är således stora, och det bör betonas, att även Gisseskalle- och Gökhuultbergarterna blir rödaktiga inom små avstånd. Utmärkande för dessa nämnda bergarter är dock, att de är generellt välbevarade och har en mörk färgnyans. Kemiskt sett motsvarar dessa bergarter ryoliter enligt Rittmanns terminologi (1952).

En speciell porfyrtyp finns i de sydvästra delarna av undersökningsområdet. Den är vackert exponerad vid Gåskullen cirka 2 km N-NNE Faggemåla. Bergarten är mycket välbevarad, och av denna anledning har den förts till denna grupp av mörka porfyrier, även om den till färgen ej är mörk. Den intager liksom de mörka porfyrierna ett topografiskt höjdläge. Bergarten är grå, tät, nästan "kvartsit"liknande med täta fragment, som är rundade, något kantiga eller

kantiga till formen. Storleken av dessa fragment varierar mellan 1-2 cm till 10-20 cm (fig. 25). Grundmassan är kryptokristallinisk till mikrokristallinisk med stora mängder sericit. En mycket vacker fluidaltextur markeras av sericiten. Kvartsådror finns i form av halveirklar. Strökornsmängden är uppskattad till 20%, men makroskopiskt ger bergarten ett felsitiskt intryck. Strökornen utgörs av mikroklin, oftast pertitisk, plagioklas och kvarts. Den maximala An-halten är 32% dvs. plagioklasen är en sur andesin. Albit-, periklin- samt Karlsbadtvillingar förekommer. Förgrovd, undulös kvarts ingår i aggregat med inblandad fältspat. I grundmassan finns epidot, titanit, sericit, biotit (X ljusbrun Y=Z mörkbrun), malmmineral (stora mängder pyrit), muskovit, zirkon, leukoxen, apatit och röd järnoxidsubstans. En annan typ av grundmassa är i regel mer eller mindre sericitfri samt något mera kristallinisk än föregående nämnda typ. Denna torde vara den egentliga grundmassan, medan den sericitrika utgör omtalade fragment och bl.a. troligen tidigare glasfragment. Mörka och rödflammiga porfyrrer förekommer blandade med denna grå porfyr. Redvid en blottning av den grå porfyren har det vid Gåskullen grävts en 5-6 meter djup brunn, i vars botten en mörk (nästan svart) porfyr med täta, svarta fragment finns. Dessa fragment har en storlek av 2-4 - 2 cm. Mikroskopiskt har fragmenten en krypto- till mikrokristallinisk grundmassa, som är jämkornig, homogen, och ej för strökorn. I denna typ av grundmassa finns ett fint malmstoft. Dessa fragment kan vara askaggregat. I själva bergarten är grundmassan kryptokristallinisk till mikrokristallinisk och mycket inhomogen. Olika typer förekommer, en sericitrik och en sericitfattig. Strökornsmängden är 10-15%. De välbevarade mörka porfyrrerna tycks normalt hålla en strökornsmängd av 10-15%. Vid Faggemåla finns dock en rödaktig, brunsvart, felsitisk bergart (91), vilken har en maximal strökornsmängd av 5%. Dessutom är strökornen relativt små. Genomsnittsstorleken vid 50 mätningar är endast 0,5 mm, varvid den största är 1,7 mm. Som tidigare sagts är variationen stor.

"Glas"inlagringar i välbevarade porfyrrer samt grön tuff

I röda, rödflammiga samt mörka porfyrrer har förekomsten av täta, gröna, ställvis skifferartade fragment observerats. De är av mycket olika storlek, och i de mellersta delarna av området är de kraftigt utvalsade i en NNW-lig till NNE-lig riktning (fig. 32). Frekvensen tilltager synbarligen mot söder (mot den gröna tuffen) samt efterhand i de allt mera välbevarade bergarterna. Makroskopiskt visar dessa fragment stora likheter med den gröna tuffen.

Frekvensen ökar således mot yngre led, och man kan återfinna mindre "massiv" med denna gröna bergart exempelvis vid Granberg NNW Faggemåla (ek. kbl. Lidhult; utanför undersökningsområdet). I förhållande till nedanstående beskrivna bergarter, är den vid Granberg dock något mera omvandlad. Dessa nämnda gröna bergartspartier och fragment övergår ofta successivt i omgivande normal mörk till rödflammig porfyr. Denna gröna bergartstyp har en mycket välbevarad utbildning i en väghäll söder Storebro på vägen mot Hultsfred (3,8 km NNW G i Gnöttlerum N Hultsfred, top.kbl. Vimmerby NW). Porfyren är en mörk typ (brun ställvis rödflammig) med en tendens till bandning ställvis. Banden utgöres av kraftigt utvalsade sfärolitaggregat. De gröna bergartsfragmenten är mer eller mindre "upplösta". Fragmenten kan ofta ha "halvcirkelformade" rundade yttre konfigurationer. De ligger ofta inlagrade slirartat. Vid denna häll ligger dessa stundtals meterstora partier inlagrade efter riktningarna WNW - ESE 70S men även W - E. Även NW-liga och ENE-liga riktningar finnes. Den NNW-liga orienteringen i de mellersta delarna av området är i söder avlösta av en mera WNW-lig huvudsaklig riktning.

En annan typ av fragment finnes också, nämligen täta, rundade två cm stora, mörka fragment i likhet med dem i mörk porfyr vid Gåskullen. Dessa motsvaras mikroskopiskt av rundade, kryptokristalliniska "rena" fragment utan sericit. Motsvarande finns även i de gröna tufferna (de beskrives i samband med de gröna tufferna), och det är uppenbart, att dessa grundmassepartier är speciella, och på inget sätt kan parallelliseras med sfärolit- samt "perlit"-inlagringar. De kan vara aggregat av vulkanisk aska.

Grundmassan är i övrigt också kryptokristallinisk. Den är sericitbemängd samt visar en tydlig fluidaltextur. Vacker perlitisk avsöndring finns i denna typ av "grundmassa". Sericit och långsmala, rundade och undulösa kvartskorn anger denna perlitiska avsöndring. Kvartsaggregat utgör ofta centrum av dessa bildningar (fig. 33). Nästa omvandlingsstadium blir som vid Granberg en ytterst sericitrik grundmassa med ett stort antal rundade kvartskorn. Som nämnts ovan finns också aggregat av sfäroliter.

Nämnda ökning av "glas"-mängden "uppåt" kan eventuellt antyda en övergång mot obsidianrika senare led bland porfyreerna. Denna förekomst av "glas" i de välbevarade porfyrtyperna kan också ses i de välbevarade tuff- och agglomeratbergarterna. Vid vägskärningen i Lönneberga finns stora felsitiska partier i agglomeratet, vilka eventuellt kan tolkas som partier av tidigare vulkaniskt glas eller askaggregat.

Enligt Ross och Smith (1955 pp. 1072-1080) är perlit troligen bildad genom en sekundär process, medan obsidian, som är opåverkat av denna process, särskilt förekommer i centrum av dessa glaspartier. Enligt Pantó kan en delvis eller total återuppsmältning av ignimbriter leda till varianter med högt vatteninnehåll (perliter) (Pantó 1962 p. 322).

"Felsiterna" vid Lönneberga och vid Granberg visar i de kemiska analyserna värden som är mycket olika de övriga vulkaniternas. Generellt är si-värdena högre och al något högre, medan alk-innehållet är lågt (särskilt Na_2O). Det mafiska mineralinnehållet är lägre. Således är q och c höga, or normalt eller lågt, medan ab och an är låga. Sammanfattningsvis kan man vänta sig att finna mycket kvarts, lite plagioklas och ortoklas samt hög glimmermineralfrekvens.

Grön tuff och agglomeratet med grönt tuffmatrix

I ett litet område 1,4 - 1,8 km ESE Faggemåla har en grön tuff kunnat urskiljas. Termen tuff har använts i detta fall, emedan bergarten synes ha en tydlig tuffkaraktär. Denna tuff utgör matrix i en mycket speciell agglomerattyp med mycket stora rundade till något kantiga fragment. Detta agglomerat kan återfinnas lokalt inom tuffen, men har även upptäckts 1,3 km ESE Gissesgädd. Fragmenten är särskilt koncentrerade till de norra delarna av tuffområdet. De blir möjligen mindre samt avtager i frekvens söderut. Det är endast mindre delar av tuffen, som kan återfinnas inom undersökningsområdet, men tuffen har en mycket stor utbredning söderut. Den har kunnat följas från lokaler 5 km WSW Vena, där den är mera gråfärgad, samt förbi Lönneberga. Tuffbergarterna har även en stor utbredning norr Kolsjön nära Karlstorp (även om de ofta är mera basiska här) samt norr om den s.k. Ny-målagranofyren. På Nordenskjölds karta (1894 a) är bergarten inlagd som Lönnebergatypen. Bergarten är mycket lätt urskiljbar och normalt grön. Som tidigare nämdes blir den mera grå nära Vena. Cirka 0,9 km N G i sjön Gnöttlen (top.kbl. Vimmerby NW) blir denna grå tuff intruderad av en 20 meter bred gång av en röd, strökornerik porfyr med tät, "glasig" kontakt. Eftersom denna tuff betraktas som den yngsta av de massivbildande vulkaniska bergarterna inom undersökningsområdet finns en möjlighet, att denna röda porfyrgång även är yngre än graniterna. Agglomeratet är vackert blottat i den bekanta Lönnebergavägsgränsningen (agglomeratlava enligt Nordenskjöld 1894 a). Denna bergart kallades konglomeratlik hälleflinta av Holst (1885). Fragmenten i detta agglomerat är av normala röda, rödflammiga samt mörka porfyrier (dvs. välbevarade porfyrtyper), och storleken av dessa fragment varierar från några cm till 2-3 dm. Det finns även kantiga typer av mörk porfyrkaraktär, vilka kan vara meterstora, och de är utdragna i den WNW-liga förskiffringsriktningen. En del av dessa fragment kan bli i det närmaste upplösta, medan andra visar reaktionszoner. Detta bör bero på den ur-

sprungliga kemiska sammansättningen av fragmenten. Porfyrfragmenten är främmande för tuffen, men då de är av enahanda bergartsmaterial kan även termen vulkanisk breccia användas. Terminologiskt definieras en vulkanisk breccia som en bergart sammansatt av dominerande kantiga bergartsfragment större än två mm, där breccieringen och/eller avsättningen är resultatet av vulkanisk aktivitet (Wright och Bowes 1963 pp. 83-85 cf. Fisher 1958 p. 1072; Maleyev 1963 pp. 39-40; Parsons 1967). Normalt urskiljes tre typer: 1. autoklastisk a. friktions- b. flyt- c. explosions- 2. alloklastisk a. intrusions- b. tuffisitisk c. explosions- d. intrusiv 3. pyroklastisk (Wright och Bowes 1963 pp. 83-85 cf. 1968 p. 15; Parsons 1969 pp. 270-277).

En tät, grågrönbrun bergart finns i samband med tuffen. Strökornsmängden uppgår till ungefärligen samma mängd i denna bergartstyp som i tuffen (40%), men strökornen är avsevärt mindre till storlek i den täta bergarten. Makroskopiskt ger den ett mera felsitiskt intryck. Nordenskjöld (1894 a) anger en genomsnittlig kemisk analys för Lönnebergaeodaciten. Enligt Rittmanns terminologi (1952) motsvarar denna en ryodacit. Nya kemiska analyser på tuffen och den grågrönbruna bergarten ger terminologiskt kvartslatit resp. rhyolit.

Den gröna tuffen är tydligt förskiffrad i huvudsakligen N 80W (varierande från N 60-80 W men en stupning av cirka 70S). De normala porfyrtyperna ligger inlagrade som fragment i denna riktning. Vid blottning parallellt med denna riktning får fragmenten ett större och mera oregelbundet utseende. Utanför undersökningsområdet (söderut) kan den gröna tuffen vara kraftigt mylonitiserad omkring E - W brant S till vertikalt.

Strökornsmängden är som nämnts 40%. Bergarten liknar en kristalltuff, men en kristalltuff skall definitionsmässigt ha minst 75% kristaller. Strökornen utgörs av framförallt pertitisk mikroklin samt i mindre mängder av plagioklas, mikroklin och kvarts (fig. 26). Samtliga fältspatströkorn är tavelformade men ofta kraftigt böjda och krossade. Enligt Cook kan krossandet av kristaller ske: 1. i magmakammaren 2. under avsättningen och 3. in situ genom "welding" och kompaktering (Cook 1968 pp. 114-147). Plagioklasen har en maximal An-halt av 29% dvs. sammansättningen är basisk oligoklas. Plagioklasen är något sericitiserad. Albit- och periklintvillinger förekommer. Den pertitiska mikroklinen innesluter ofta kvarts, kaleit och titanit. Grundmassan består av kvarts, fältspater, sericit, epidotmineral, titanit, ljusgrön klorit, muskovit, kalcit, malmineral, zirkon och apatit. Flera typer av grundmassa kan urskiljas: 1. en kryptokristallinisk mycket sericitrik grundmassa med ett stort antal strökorn samt med en tydlig fluidaltextur 2. rundade eller långsträckta "fragment" av en kryptokristallinisk massa utan strökorn och sericit (sfärolit-

er kan finnas; eventuellt motsvarar denna typ ett askaggregat) 3. linser och "ådror" av sfäroliter (ursprungligen vulkaniskt glas) och dessa är delvis fluidalt arrangerade. Dessutom finns aggregat av epidot, titanit samt av lepidoblastisk, undulös kvarts. Grundmassan i den grågrönbruna bergarten (nämnd ovan) är kryptokristallinisk med tydlig fluidalttextur markerad genom sericit. Bergarten är extremt sericitrik. Liksom i tuffen utgöres strökornen av pertitisk mikroklin samt i mindre omfattning av plagioklas, mikroklin och kvarts. Plagioklasen har en maximal An-halt av 32% dvs. plagioklasen är en sur andesin, samt är sericitiserad och epidotiserad. Ortitinnehållet är ställvis högt. Aggregat finns av malmmineral, epidotmineral, titanit, glimrar, pennin och leukoxen. Existerande biotit har pleokroismen X gulgrön Y=Z olivgrön. Förgrovade kvartspartier finns i linsform.

Både i den gröna tuffen samt i den mera täta bergarten av grågrönbrun färg förekommer 5-10 mm stora, rundade, vit- och rödfärgade "ögon". Flera röda dylika "ögon" i den gröna tuffen har befunnits bestå av sfäroliter. Andra har dock påträffats, där mineral som epidot, titanit, ortit, leukoxen, malmmineral och någon klorit har återfunnits. Dessa mineral är då koncentrerade till "ögats" centrum. Makroskopiskt kan man också se att dessa "ögons" centra är något mörkare i färgtonen. I dessa sistnämnda "ögon" är dock det huvudsakliga mineralet kvarts. Kristalliniteten och järnoxidpigmenteringen tilltar mot "ögats" centrum. Dessa nämnda mineral är framförallt de som är mobila i ett sent stadium. Även strökorn kan existera i något fall, t.ex. plagioklas, men de är kraftigt omvandlade. Det synes troligt, att en del av dessa "ögon" kan vara utfyllda litofyser, men huvudparten är troligen sfärolitaggregat. Hålrum har rapporterats i denna bergartstyp (Högbom et al. 1910 p. 1031). I den täta, grågrönbruna bergarten finns små ovala ringar (5-7 mm i diameter), vilka är särskilt tydliga på vittrad yta. De har ingen sfärolitkaraktär och mikroskopiskt kan de ses såsom rundade, täta, mörka ringar. Den inre delen är mera kristallinisk (fig. 27). Allt tyder på att de är pisoliter. Enligt Rittmann är pisoliter små kompakta "bollar", som bildats vid eruptionsregn, eftersom glasaskor i friskt tillstånd har en stark tendens till cementation. De är typiska för subaerila förhållanden (Rittmann 1960 p. 85; Lundqvist 1968 p. 113). Sammanfattningsvis kan följande sägas: 1. Tydliga rundade färgade "ögon" med en storlek av 1-2 cm av röd eller vit färg är i de flesta fall sfärolitpartier dvs. ursprungligen vulkaniskt glas 2. Täta, rundade ellipsformade ringar i grundmassan är pisoliter 3. Partier förekommer bestående av kvarts och andra mineral, vilka utgör omvandlade sfärolitaggregat 4. Partier av kvarts och andra sent mobila omvandlingsmineral kan vara utfyllda hålrum i bergarten dvs. litofyser 5. Mineralen enligt grupp 4

(mestadels kvarts, epidot och titanit) kan fylla ut sprickor och följaktligen bildas reaktionszoner. I detta fall blir de svarta, medan de i de röda och aplitlika porfyrrerna blir ljusa röda till färgen. Enligt Ross och Smith kan sfäroliter och litofyser bildas i några tuffer, men de är mindre vanliga än vad som kunde väntas, på grund av att dessa bergarter tenderar att hålla en större mängd volatiler än "ash flow"-material (Ross och Smith 1961 pp. 26-36). I "welded tuffs" har det dock på flera håll rapporterats litofyszoner exempelvis från södra Nevada. Dessa hålrum är i detta fall utfyllda med mineral från ångfaskristallisationen (Lipman et al. 1966 p. F5 cf. Smith 1960 a pp. 831-835). Nämda två bergartstyper tycks dock vara rika på "glas"fragment. Detta synes t.ex. i sfärolitrikedomen, men det kan förmodas i enlighet med föregående avsnitt, att "glas" förekommer tillika i form av "perlit". Möjligen kan den grågrönbruna bergartstypen vara mera "glas"rik. Även agglomeratet vid Lönneberga för stora partier, som eventuellt kan betecknas som tidigare glas. Huvudbergarten vid Lönneberga är rödbrun, och den för fragment av olika utseende och storlek (fig. 24). En typ av fragment är svarta, kantiga till svagt rundade 0,5 - 3 cm stora. Strökornsrikedomen är stor i vissa partier. Liksom i tuffen vid Kvarnkärren finns ovala, kryptokristalliniska fragment utan sericit, samt sfärolitpartier och omvandlingsstadier därefter. Det är således en mycket inhomogen bergart. Plagioklasen har en maximal An-halt av 31% dvs. plagioklasen är en sur andesin. I denna bergart finns meterstora partier av en gulbrun, tät, splittrig bergart av felsitiskt utseende. Mikroskopiskt har denna en kryptokristallinisk grundmassa. Det finns dock olika typer med olika kristallisationsgrad. Spår efter sfäroliter finns i spridda aggregat. En del kan ha utgjorts av tidigare vulkaniskt glas (cf. föregående avsnitt). Den maximala An-halten på plagioklaser i denna bergartstyp är 29% dvs. sammansättningen är basisk oligoklas.

Som tidigare nämnts anses den gröna tuffen vara den yngsta extrusiva vulkaniska bergarten inom undersökningsområdet. Detta styrkes av att agglomeratet för fragment av normala porfyrtyper. Grön tuff som ovan finns också vid Skrikebobergen, 1,4 km WNW Råddehult. Vid denna lokal finns fragment av röd porfyr i tuffen. Denna bergart närmar sig dock i utseende den röda porfyren i omgivningen och blir rödaktig.

På ett avstånd av cirka 100 meter norr om den gröna tuffen genomsätter ett antal granitgångar (8 stycken) porfyrrerna. Graniten är röd, sur, salisk och finkornig till aplitisk. Samtliga gångar är smalare än 10 meter. Vid kontakten blir graniten något tätare i en mm-tunn rand. Porfyrrerna är huvudsakligen omkristalliserade genom graniternas inverkan. Porfyren är finkristallinisk med fluidaltextur. En viss granofyrbildning kan spåras. I plagioklasen finns

droppar av kvarts samt antipertitbildning. Plagioklasen har en maximal An-halt av 30% dvs. sammansättningen är på gränsen oligoklas - andesin. Graniten kan i det närmaste karakteriseras som ojämnkornig, hypidiomorf till allotriomorf och granoblastisk. Maximal An-halt är 27% dvs. sammansättningen är basisk oligoklas. I kontakten finns följande mineral anrikade: flusspat, epidot, titanit, biotit, klorit, limonit, zirkon och apatit.

Speciella strukturella former hos porfyrerna

Ett antal speciella strukturella former har upptäckts inom området. Söder om Fårudden (lokal 454; stuff 6) omkring 1,1 km ENE Dönnemåla, lokal 522; 2 - 2,1 km NE Gisseskalle samt vid flera andra lokaler finns extremt utvalsade omkring 1 mm breda, fluidalt arrangerade, ibland ellipsformade fragment, bestående av sfäroliter och ibland kvarts (fig. 30). En autobrecciering av dessa fragment kan tillika ses (fig. 41). Vid Fårudden är bergarten en röd porfyr, medan bergarten vid lokal 522 är en rödflammig typ, som dock är mera omvandlad än den vid Fårudden. Fragmenten definierar ett tydligt s-plan, som är något varierande rörande stupningen. Vid lokal 522 finns vackert utbildade veck. Liknande bergartstyper finns i de västra delarna av Sjögelöområdet (cf. Hagström 1970). Bergartstypen är vanlig och har en mycket stor utbredning. Liknande typer har observerats nära Nybro. Bergarten vid Fårudden har strökorn av framförallt pertitisk mikroklin. Totala mängden strökorn utgör c:a 5%. Dessutom förekommer strökorn av plagioklas. Maximal An-halt är 36% dvs. sammansättningen är sur andesin. Tunna band av kvarts och fältspat kan innesluta de strökornsförande, smala, långsträckta fragmenten av rödpigmenterade sfäroliter. Ofta ingår även undulös kvarts i centrum av sfärolitpartierna. Dessa band av sfäroliter har ofta rundade yttre former. Fragmenten kan ha en längd av upp till fem cm men avslutas sedan i en spets. Kvartsen i dessa band eller ådror är kraftigt undulös och lepidoblastisk. Den är ofta orienterad vinkelrätt mot bandriktningen. Dessa band eller fragment är vackert böjda runt strökornen (fig. 31).

Bergarten vid lokal 522 är som nämnts rödflammig. Grundmassan är i det närmaste kryptokristallinisk med mera kristalliniska band av slirig karaktär. De senare utgöres av kvarts samt malmineral. Banden blir stundtals bredare och smalnar sedan till en spets. Fragmentkaraktären synes uppenbar. Slirigheten och bandningen blir ställvis kaotisk (cf. fig. 41). Fragmenten är

troligen tidigare glasfragment, som är kraftigt utvalsade och omvandlade. Mellan dessa stadier har ett sfärolitstadium existerat. Antydningar till "glass shards" ingår i grundmassan. Data från hela området visar, att bandningen har regionala trender dvs. W - E, WNW - ESE samt NNW - SSE. Även andra riktningar finns självklart. Vid lokal 522 finns som tidigare nämnts veckaxlar huvudsakligen i en NNW-lig riktning. Dessa regionala trender måste bero på en tektonisk påkänning. Tektoniken behandlas dock senare. Fragmenten samt deras bandning är av primärt ursprung, och flytveck kan ha existerat. Dessa fragment är utvalsade vid bergartsbildningen och senare genom en tektonisk fas. En väsentlig skillnad mellan lavar och ignimbriter har sagts vara flytstrukturerna hos de förra. Sålunda har motsvarande strukturer i ignimbriterna benämnts pseudofluidala. Fluidala strukturer skulle endast existera i de s.k. rheoignimbriterna (Rittmann 1960; Rutten 1963 p. 116; Lundqvist 1968 p. 106). Med undersökningar i lämpliga områden har man dock kunnat konstatera, att flytstrukturer existerar mestadels såsom en förlängning av kollapsade pimpstensfragment i flytriktningen, och detta sker särskilt i bergarter av peralkalin kemi (denna kemi är dock ingen förutsättning) (Noble 1968 pp. 721-724 cf. Ross och Smith 1961 pp. 18-26 efter Kuno 1941). Denna kemi förutsätter låga Al_2O_3 -värden, högt Na- och totalt Fe-innehåll (Walker och Swanson 1968 p. 1347). Som skäl har dessutom framförts 1. en hög temperatur eftersom denna minskar viskositeten (dvs. omkring $900 - 950^{\circ}C$) 2. gasrika ignimbriter (Schmincke och Swanson 1967 b pp. 658-661). Sådana flytstrukturer har sagts uppstå beroende på en flytning till topografiskt lägre delar efter eller samtidigt med "welding" (Oliver 1954 pp. 480-482; Smith och Elston 1968 p. 207; Elston och Smith 1970 p. 3393 cf. Hoover 1964 p. 83). Olika typer av veck kan förekomma. Hoover konstaterar, att flytveck finns i framförallt de övre delarna av lagerföljden, och dessa veck kan vara överstjälpta, isoklinala, asymmetriska och "crenulated". Axlarna kommer att ligga parallellt med strykningen av flytbandningen (Hoover 1964 p. 83). Enligt Schmincke och Swanson kan vecken ha amplituder från ett par millimeter till flera meter (Schmincke och Swanson 1967 b p. 655). Enligt Almond skulle primära flytstrukturer vara vanligast i samband med intrusioner av låg och moderat temperatur. Denna typ av bergarter med flytstrukturer skulle dessutom ofta vara förknippade med "air-fall tuffs" (Almond 1971 p. 172). I samband härmed kan nämnas att undersökningar i Ungern visar, att vertikala sprickor bildas parallellt med flytriktningen i lavar (Szédeczky-Kardoss 1958 pp. 226-230 efter Varju).

Såsom tidigare antytts kan en primär anläggning av flytbandning och veck förekomma i undersökningsområdet. Enligt Schmincke och Swanson kan en primär

laminär flytning förekomma i varje avkylningsenhet hos "welded tuffs", och denna flytning är oberoende av topografi och visar en regional trend. Rörelsen har ett belopp av flera meter (Schmincke och Swanson 1967 b pp. 656-659 och p. 641 cf. Noble 1968). Enligt Tazieff kan den stora laterala spridningen av ignimbriter samt bevarandet av värmen hos dessa förklaras genom den höga tätheten av CO_2 (Tazieff 1970 pp. 162-164). Schmincke och Swanson har urskilt flera zoner i en "ash flow unit". I botten finnes en zon med extremt utdragna pimpstensfragment, vilka kan vara imbrikerade. Uppåt blir det en mera oregelbunden bild av sträckta och roterade fragment med tensionssprickor. Ofta förekommer veck i skuggan av fragmenten i förhållande till flytriktningen. I de övre delarna existerar en s.k. "ramp structure". Den kallas så på grund av likheten med de strukturer, som kan återfinnas i lavaflöden. Följaktligen är fragmenten ekvidimensionella i de övre delarna, medan de är nästan papperstunna i de nedre beroende på en tillplattning under "welding" (Schmincke och Swanson 1967 b pp. 646-648 cf. Gilbert 1938 pp. 1831-1837; Beavon et al. 1961; Fitch 1967). De bandade porfyryrna inom undersökningsområdet har som tidigare relaterats tolkats som parataxitiska ignimbriter, då banden har fragmentkaraktär. Fragmenten består i sin bäst utvecklade form av sfäroliter i aggregat. Dessa parataxitiska bergarter är uppenbarligen tektoniskt deformerade även om strukturerna i sin grund är primära. En del av de strukturer som kan ses måste förklaras som uppkomna genom flytning.

I ett antal hållar 0,4 km WNW Råddehult finns fragmentartade bergarter. I en ljus röd, omkristalliserad bergartsmassa förekommer mörkare, mera välbevarade, täta fragment, vilka kan vara relativt skarpkantade men som även kan ligga i band eller "ådror". Bergartstypen tillhör de kristalliserade övergångstyperna och ligger nära de aplitlika porfyryrna. Fragmenten har varit mera motståndskraftiga gentemot omvandling. Även i de mer perifera delarna av de aplitlika porfyryrna kan diffusa, mörka och hårda partier existera, vilka kan motsvara dessa fragment. En viss autobrecciering har drabbat relaterade bergartstyper och svarat för bildningen av skarpkantade fragment. Otydliga fragment samt en autobrecciering kan även spåras omkring Hattberget (cirka 2,6 km SSE Storebro). Fragment av svart och röd färg finns vidare i en vägsränning omkring 2,2 km S - SSE Storebro (stuff 23). De svarta fragmenten är mera välbevarade, medan de röda kan vara mer eller mindre upplösta. I sistnämnda fall utgör fragmentbergarten endast några kvadratmeter av hela blottningen. Mikroskopiskt är fragmentens kontakter skarpa. Sericit och malmineral finns anrikade i kontaktzonen. Grundmassan

är mikrokristallinisk samt jämnkornig. I den kristalliniska övergångstypen (103) 1,2 - 1,3 km E - ENE Råddehult får bergarten ställvis en tydlig parallellstruktur på grund av kvartsbandning och en parallellställning av kvartsaggregat. På vittrad håll har ovala linser av ljusröd färg normalt 6 x 2 mm stora kunnat observeras. De är ofta omgivna av en något mörkare rand. Dessa ovala strukturelement förekommer rikligt. Orienteringen är enhetlig, och de längsta axlarna ligger i en NNW-lig riktning och stupar i stort sett vertikalt. Mikroskopiskt utgöres de av lepidoblastisk och undulös kvarts. I dessa aggregat finns även muskovit, granat, malmmineral och mindre plagioklaslister. Dessa fragment böjer av "fluidalt" runt strökorn. Ursprunget till dessa är svårt att avgöra, då omkristallisationen är kraftig, men i enlighet med utseendet hos sfärolitpartier i mera välbevarade porfyrrer och deras omvandling till framförallt kvarts så hålles det för troligt, att det är frågan om mer eller mindre kraftigt omvandlade sfärolitpartier, som varit utsatta för en primär kompaktering men även tektonisk påkänning.

I de aplitlika porfyrrerna söder Storebro kan i något fall en bandning ses. Skillnader i kemisk sammansättning är troligen orsaken till denna bandning. Riktningen hos denna är N 50W 45NE, och den överensstämmer väl med s-planet i de grå porfyriterna. Detta s-plan antages kunna vara ungefär parallellt med en skiktning. En skiffriighet skapad av glimmer skär denna skiktning. Orienteringen för denna skiffriighet är N 34W 60NE - N 20-25W 85NE.

Inom porfyrmassiven kan fältspatströkornen växa successivt tills de blir 1 - 2 cm stora. Detta sker över avstånd på 10 - 50 meter. I utseende närmar sig dessa bergarter då de s.k. granitporfyrrerna. De senare har dock ett intrusivt uppträdande, varför de bör skiljas från nämnda bergartstyp.

Sammanfattning av generella drag i vulkaniternas uppträdande

Först och främst bör det konstateras, att omkristallisation samt tektoniska påkänningar har förstört mycket av de primära dragen. Dessa omvandlingar försvårar tolkningen avsevärt. I en undersökning från Edith Falls Basin (Australien) redovisas en vulkanisk sekvens av bergarter med tuffer och tuffuppblandade sediment och ovanpå dessa en devitrifierad ignimbrit. Överst ligger en kvartsfältspatporfyr utan speciella strukturer. Författaren tolkar dessa porfyrrer som kraftigt omvandlade ignimbriter, som ur-

sprungligen var mindre "welded" (Stewart 1965 pp. 9-12). En dylik tolkning synes också gälla för de bergarter inom undersökningsområdet, som ej har speciella strukturer.

Trots svårigheten att tolka ursprunget av omvandlade vulkaniter tyder många av de strukturer och texturer, som tidigare relaterats på ett ignimbritursprung. Motsvarande strukturella och texturella drag kan återfinnas i de västra delarna av Sjögelöområdet, särskilt de parataxitiska typerna (cf. Hagström 1970). Samma typer förekommer på andra håll i Småland och uppenbart har dessa bergarter en mycket stor lateral utbredning. Den stora utbredningen är ett viktigt argument för att bergarterna verkligen är ignimbriter.

Skillnaderna mellan lavar, ignimbriter och tuffer i denna omvandlade miljö kan vara svåra att se. De bergarter som benämnts tuffer och agglomerat har dock en från de s.k. porfyrrerna avvikande karaktär. Dessa skillnader rör kemisk sammansättning, struktur och textur. Strökmängden är avsevärt högre, och inhomogeniteten är stor. Likheter finns mellan dessa bergarter och den gröna tuffen, vilken genom pisoliter kan konstateras ha ett subaerilt, explosivt ursprung. En inlagring av olika typer av tuffer - agglomerat i ignimbritsekvensen tycks vara uppenbar. Detta är dessutom vanligt, vilket visats i undersökningar från andra områden.

Speciella tendenser har kunnat ses i bergarternas utbredning. Porfyrrerna är belägna i en mycket kuperad, topografiskt högt belägen del av undersökningsområdet. Graniterna däremot utgör ett flackt område, som är topografiskt lågt beläget. Tydligt är detta dock ej en trend för hela regionen, då motsatsen är konstaterad i Sommen-Åsundenområdet av Björnsson (1937). De topografiskt högst belägna delarna av området utgöres av de mest välbevarade porfyrrerna ofta med tydliga ignimbritiska strukturer. En tendens finns, att porfyrrerna blir allt mera omvandlade, kristalliniska samt rödaktiga med tilltagande avstånd från dessa välbevarade porfyrrer. Parallellt sker ett utplånande av primära strukturer. Denna omvandling blir följaktligen allt större mot de perifera, lägre delarna av området. Topografiskt sett är höjdskillnaden mellan de välbevarade porfyrrerna och graniterna något mer än 100 meter. Orsaken till dessa omvandlingar är delvis de senare kommande graniterna, men även skillnader i "welding" och kristallisation inom olika horisonter. Graniterna kan väntas påverka särskilt de lägre och yttre delarna av porfyrrerna. De deformationer som drabbat området tycks ej ha varit särskilt starka. Det måste dock konstateras, att vissa strukturer är koncentrerade till vissa typer av bergarter. De aplitlika porfyrrerna är relativt homogena. Den kristalliniska övergångstypen är avvikande ur många synvinklar bl.a. strukturellt (se även senare uppgifter). Många av de strukturer som redovisats kan återfinnas inom denna bergart. De parataxitiska typerna förekommer

framförallt i de röda porfyrrerna. Sfärolitaggregaten är oftast omvandlade till kvartsband i denna bergartstyp. Sfärolitmängden är högst i de mörka porfyrrerna. Som tidigare konstaterats synes "perlit"-mängden öka från de rödflammiga porfyrrerna till och med de mörka porfyrrerna. En utveckling kan anas som eventuellt har gått mot lägre volatil- och vatteninnehåll samt högre viskositet.

ÄLDRE ARBETEN OM DE BASISKA DJUPBERGARTERNA

I Småland ligger de basiska bergartsmassiven huvudsakligen orienterade stråkvís i riktningarna W - E och WNW - ESE (fig. 1) (Eichstädt 1887 pp. 11-16; Svedmark 1904 a p. 26). Enskilda massiv kan dock ha en längdutsträckning i NW-lig riktning, vilken enligt Svenonius sammanfaller med den allmänna strykningsriktningen (Svenonius 1905 pp. 38-39 cf. Eichstädt 1887 pp. 11-16). Inom kartbladet Hvetlanda urskilde Holst bland de basiska bergarterna diorit, diallagdiorit, gabbro samt den speciella klotdioriten vid Slättmossa (Holst 1885 pp. 32-37 cf. Eichstädt 1887 p. 7; Bäckström 1894). Kärnorna i de basiska massiven är ofta av gabbrokaraktär, medan övergångar till diorit sker i de perifera delarna (Svedmark 1904 a p. 26). Den vanliga uppfattningen är att bergarterna är differentierade med övergångar från mycket basiska bergarter till graniter (cf. Lundegårdh 1950 a; 1950 b). De basiska bergarterna är normalt kraftigt uralitiserade. Enligt Eichstädt angriper uralitiseringen fläckvis men vanligtvis speciellt i de yttre delarna av massiven (Eichstädt 1887 pp. 56-59 cf. Grip 1946 pp. 15-17). Eichstädt konstaterar vidare, att den icke har sin orsak i vittring utan i en metamorfos (Eichstädt 1886 pp. 1-3). Eskola anser, att uralitiseringen beror på en faciesändring (Eskola 1955 p. 124). De basiska bergarterna har normalt uppfattats såsom äldre än graniterna. Dessa graniter (Smålandsgraniterna) för också basiska fragment (Stolpe 1892 p. 41; Munthe och Hedström 1904 p. 19; Svedmark 1906 pp. 14-16; Hjelmqvist 1934 p. 171; Geijer et al. 1951). Som tidigare framhållits är dock den stora Smålandsgranitgruppen inhomogen, och flera granitgenerationer ingår. Att de basiska bergarterna är äldre än omgivande graniter har även konstaterats inom Loftahammarområdet. De basiska bergarterna är dock yngre än kvartsiterna (Gavelin 1904 p. 38; Svenonius 1905 p. 43; 1914 pp. 63-65). I en ny undersökning från Västerviksområdet menar Elbers, att det finns basiska bergarter, som är yngre än de pre-kinematiska primorogena graniterna. Ytterligare två generationer av basiska

bergarter finns, nämligen en intracrogen grupp och en grupp yngre än de serorogena graniterna (Elbers 1971 p. 47). De serorogena graniterna i Elbers undersökning motsvarar de s.k. Smålandsgraniterna.

ÄLDRE BETEKEN OM DE SALISKA DJUPBERGARTERNA

På kartbladet Hvetlanda har Holst urskilt röd och grå Växjögranit, röd och grå gnejsgranit, Järedagranit (grövre gry än Växjögraniten), "porfyr-granit" (= Örebrogranit), Gröndagsgranit (grövre gry än den röda Växjö-graniten samt ojämnkornig, ofta med ögonstruktur), finkornig granit och porfyrartad granit (Holst 1893 pp. 24-33). Smålandsgraniterna är generellt massformiga, men då graniterna ställvis kan ha en tydlig parallellstruktur, blev de inrangerade i en grupp av graniter med deformationsstruktur av Holmquist (1906 pp. 79-81). Detta är dock mera intressant ur tektonisk synvinkel och kommer att behandlas längre fram. I samband med de redovisade äldre uppfattningarna om de basiska bergarterna klargjordes, att en differentiation normalt tänkes inom djupbergartssviten (e.g. Hjelmqvist 1938 p. 5 cf. 1934 p. 171). En differentiation tycks föreligga inom undersökningsområdet, då de basiska bergarterna är äldre än de mera saliska. Detta har också observerats i Grännasområdet, där bergarter av basisk karaktär kan genomsnittas av bergarter av surare karaktär. Följaktligen har en finkornig röd granitetts genomslå synit och hornbländegranit (Geijer et al. 1961 pp. 18-21 cf. Lindius 1926 p. 6). Nordenskjöld konstaterar dock, att skarpa gränser ej finns mellan grå och röda granit typer (Nordenskjöld 1891 a pp. 20-29). Vid studiet av graniterna i Västervikstrakten och deras förhållanden till kvartsiterna har teorier fram-sprungit om ett granitiseringsförlöp (Du Rietz 1949 p. 11; Backlund 1950). Gavelin menar, att en del graniter tycks ha bildats genom en granitise-r medan andra har en mera intrusiv prägel (Gavelin och Lundegårdh 1960).

DJUPBERGARTERNA INOM UNDERSÖKNINGSOMRÅDET

Ett basiskt bergartsmassiv finns i det nordöstra hörnet av undersökningsområdet. Kontaktförhållandena till de medelkorniga - grova, röda, saliska graniterna är delvis successiva, men tyder på att de basiska bergarterna är de äldre. Graniterna för basiska brottstycken. De basiska bergarterna är dock yngre än de aplitlika porfyrrerna, då de i stort sett tycks ligga som en flack kappa ovanpå dessa. En kontakt i det sydvästra hörnet är N 35W 35SW (lokal 353), en annan löper i N 83W 55N, vilket antyder en oregelbundenhet hos kontakten. Aplitgraniter och medelkorniga graniter finns blottade inom det basiska bergartsmassivet på flera ställen (cf. kartan i slutet av uppsatsen). Normalt är det fråga om saliska partier med oskarpa kontakter, men aplit och granit finns även i form av gångar i dioriten (utanför undersökningsområdet). Dioriten får nära graniten ett rödaktigt utseende, och har i de yttre delarna av massivet en ögonstruktur av både vita och röda fältspatögon. Inom djupbergartsserien råder en differentiation från gabbro till granodiorit och troligen till röd, salisk granit samt aplitgranit och pegmatit (den senare i sällsynta fall). Dessa graniter tycks dock vara restlösningfattiga, då få pegmatiter förekommer. I den finkorniga dioriten finns ofta medelkorniga - grova, grå, hornbländegranitiska sliror ställvis med preferens till riktningarna N - S till N 10W sällan N 50W (exempelvis lokal 316). Vid denna lokal finns även rena pegmatit- samt kvartspartier. Pegmatiten utgöres till stor del av röd kalifältspat. Merparten av djupbergarterna utgöres av en medelkornig ställvis grovkornig, röd, salisk granit, vilken inte varierar särskilt mycket inom området. Små skillnader existerar, men ej så stora att olika granitkroppar kan urskiljas. Några skarpa kontakter har ej observerats mellan de olika granittyperna. Graniten är ofta mera finkornig i kontakterna mot porfyrrerna. Dessutom för graniterna stora partier av "aplitgranit", varav en stor del är assimilerat porfyrmaterial. Ofta kan fortfarande en porfyrisk karaktär återfinnas i porfyrmateriallet. Detta ligger xenolitartat i graniten. Graniten tycks således ha en intrusivkontakt till porfyrrerna. Dessutom innehåller graniterna xenoliter av kvartsit och diorit. 1,8 km WSW Storebro (lokal 20) finns ett mindre massiv av en grå, medel- till grovkornig granitoid, vilken är av granodioritisk sammansättning. Även denna kan visa relativt successiva kontakter till den röda granittypen, varvid den blir allt rödare. Vid ett par lokaler i det nordvästra hörnet av kartan kan den röda graniten bli mera gråfärgad inom helt små ytor. Kornstorleken samt färgen kan således variera med relativt successiv övergång.

Basiska bergarter

Det basiska bergartsmassivet har en kärna av gabbro, medan den yttre delen är diorit och kvartsdiorit. Gabbbron är medelkornig till grovkornig. I massivets södra delar är dioriten medelkornig, medan det finns ett smalt stråk av en mera finkornig diorit i massivets centrala delar. Detta stråk ligger i en nordvästlig riktning. Gabbbron är en spräcklig bergart av grågrön-svart färg. Den bergart som huvudsakligen varit föremål för mikroskopisk undersökning är belägen strax norr om gården Hultesten 3,2 km ENE Storebro (lokal 317; 61). Pyroxen har ursprungligen funnits i denna bergart men är omvandlad till hornblände. Endast diffusa kärnor kan ses i hornbländet. Det senare utgöres av mycket stora flak (ofta centimeterstora) och mellan dessa tavlor ligger fältspat och mindre mängder kvarts (fig. 40). Hornbländet synes delvis vara omvandlat till uralit. Flera mineral såsom titanit, epidot, klorit och kvarts kan ligga i hornbländets spaltplan. Även plagioklas existerar i nämnda plan. En sericitisering och epidotisering har drabbat plagioklasen. Den maximala An-halten är 56,5% dvs. sammansättningen är sur till intermediär labrador. Plagioklasen har både albit- och Karlsbadtvillingar. Mera omvandlade plagioklaslister av strökorns-karaktär tycks ingå. Hornbländet har pleokroismen X ljust gul Y ljust gulgrön och Z gulgrön. Dubbelbrytningen är $n' - n'' = 0,021$. 2 V_{α} -värden på hornbländet varierar mellan 72 och 88 grader (mätning av ett optiskt axelutträde). Ett medelvärde av dessa skulle motsvara 80 grader dvs. cirka 82% Mg enligt Tröger (1956). Bland malmmineralen kan magnetit, titanjärnoxid, pyrit och kopparkis urskiljas. Dessutom finns sericit, biotit (X ljusgrön Y=Z gulbrun), klorit av ljusgrön färg (2-axlig positiv), pennin, muskovit, titanit, epidot, kvarts, apatit, zoisit, klinozoisit, zirkon, kalcit, pertit, leukoxen och röd järnoxidsubstans. Myrmekitiska sammanväxningar mellan plagioklas och kvarts har observerats.

Den finkorniga dioriten är spräckligt gråsvart. Den beskrivna lokalen är belägen 2,8 - 2,9 km ESE Storebro (lokal 316; 60). I denna bergart finns oregelbundna sliror och partier av en grå, medel- till grovkornig, femisk bergartstyp med större plagioklaskristaller (mer än en cm stora). Eichstädt anser, att dessa sliror bör kallas för "schlieren" och ej gångar (Eichstädt 1887 pp. 16-18). Dessa partier är helt oregelbundna och har troligen bildats genom restlösningar. De tycks ha en nordlig orientering vid denna lokal. De sura slirorna är sålunda något grövre i grytet än dioriten, och de kan texturmässigt karakteriseras som allotriomorfa till hypidiomorfa och granoblastiska. Dioriten har en hypidiomorf och grano-

blastisk textur. Omvandlingarna i dioriten är desamma som i gabbbron. Hornbländet har pleokroismen X ljus gul Y gulgrön och Z gulgrön. Dubbelbrytningen är $n' - n'' 0,020$. Hornbländet är omvandlat till biotit med pleokroismen X gulgrön Y=Z brun; X ljusbrun Y=Z olivgrönbrun. Uralit är mera vanligt i denna bergart än i gabbbron. Kärnor av uralit förekommer i biotiten och kärnor av pyroxen i hornbländet. Några av de minst omvandlade pyroxenkärnorna visar en pleokroism i färglösa till ljus brunaktiga färger. De är tydligt tvåaxliga positiva. Dubbelbrytningen är $n' - n'' 0,018$ och utsläckningsvinkeln 48 grader. Dessa data tyder på att pyroxenen är en klinopyroxen och då förmodligen en augit. Den maximala An-halten hos plagioklasen är 53% dvs. sammansättningen är sur labrador. En förekomst av mikroklin kan ses i plagioklasen. Den senare har albit-, periklin- och Karlsbadtvillingar. Kvartsinnehållet är tydligt högre än i gabbbron. Även pertit finns i denna bergartstyp. I övrigt är mineralinnehållet detsamma dvs. sericit, epidot, titanit, muskovit, ljusgrön klorit, pennin, klinozoisit, malmmineral, apatit, leukoxen och röd järnoxidsubstans. De mera saliska granitiska slirorna har en liknande mineralogi. Kontaktzonen verkar något biotitanrikad. Uralit är mycket vanlig i de granitiska slirorna. Den har en pleokroism i gulgröna till ljus gröna färger. Även grönt hornblände existerar. Dubbelbrytningen för hornbländet är $n' - n'' 0,014$. Plagioklasen är kraftigt omvandlad genom sericitisering och epidotisering. Den maximala An-halten är 41% dvs. sammansättningen är intermediär andesin. Biotiten har pleokroismen X gulgrön Y=Z brun med en dubbelbrytning av $n' - n'' 0,042$. "Kink bands" är vanliga liksom i dioriten. Biotiten är omvandlad till ljusgrön klorit samt även pennin. Rutilnålar förekommer i biotiten, och zirkon bildar pleokroitiska gårdar. Mikroklin, delvis pertitisk är vanlig. Kvartsinnehållet är relativt stort.

Fint medelkorniga basiska fragment har upptäckts i graniterna. Enligt Streckeisens terminologi (1967) motsvarar ett fragment en andesingabbro, medan det enligt Moorhouse (1959) bör kallas en diorit. Hornblände förekommer med en dubbelbrytning av $n' - n'' 0,012$. Även uralit finns. Biotiten är kraftigt anrikad vid kontakten till graniten. Biotiten är enaxlig och visar pleokroismen X ljusbrun Y=Z mörkbrun. Den är kloritiserad och för rutil- samt titanitnålar. Dubbelbrytningen hos biotiten är $n' - n'' 0,032$. Hos plagioklasen är den maximala An-halten 43% dvs. sammansättningen är intermediär andesin. Med undantag av kornstorleken och den surare sammansättningen, visar detta fragment likheter med gabbbron.

Graniter

Samtliga graniter har en tendens till porfyrisk struktur. Denna är dock mest tydlig i de finkorniga granittyperna. Vanligen är graniterna mycket pertitrika. Sent bildade graniter har konstaterats vara mera kalirika än tidiga graniter (Read 1955 p. 425).

Den röda till skära, massformiga, medelkorniga och saliska graniten 16 innehåller mer pertit än de röda graniterna normalt gör. Denna bergartstyp har dock en begränsad utbredning, och beskrivna lokal är belägen 1,5 km WSW Storebro. Den grå, massformiga, granodioritiska bergarten 14 (cirka 1,8 km WSW Storebro) är mera plagioklasrik än de röda graniterna. I denna grå granit finns även hornblände, vilket generellt saknas i de röda granittyperna (cf. Sundius 1921 p. 575). Enstaka korn har dock kunnat återfinnas i några fall. Den enhetliga mineralogin är frapperande i samtliga granit-typer och är identisk med den i porfyrrerna. De omvandlingar som nämnts i samband med porfyrrerna är till stora delar giltiga även i graniterna. Sålunda kan en albitisering iakttagas inom plagioklaserna, varvid oligoklas och albit bildats. Den maximala An-halten motsvarar normalt sur andesin. En epidotisering, sericitisering samt pigmentering är dessutom vanlig. Av epidotmineralen tycks både zoisit och klinozoisit kunna förekomma bredvid vanlig epidot. Pyrit är ett vanligt opakt mineral, som även kan ses makroskopiskt i de flesta fall. Texturen är vanligen hypidiomorf, granoblastisk och ojämnkornig, även om allotriomorfa typer förekommer. Nybildad mikroklin och kvarts finns (cf. Eskola 1956 pp. 89-92). Den sekundära kvartsen är ofta skelettartad samt dropplik. Granoblastisk och undulös kvarts synes ofta vara aggregerad. Liksom i porfyrrerna är kvarts och/eller epidot vanligt förekommande i ådror. Dessa ådror förekommer för övrigt i samtliga bergartstyper.

De röda, saliska, medel- till grovkorniga graniterna är samtliga hypidiomorfa, ojämnkorniga och granoblastiska. De är något porfyriskas, dvs. innehåller större fältspatströkorn (uppemot två cm i längd). Som exempel på denna bergartstyp finns 53, 63 och 75. Samtliga typer är massformiga (fig. 35). Graniten är tydligt inhomogen, då mera finkorniga partier existerar i den. Stora kristaller finns av kvarts. Dessa är ofta krossade och visar undulös utsläckning. De mörka mineralen är ofta aggregerade. Plagioklasen är omvandlad och zonerad. En sericitisering, epidotisering samt albitisering har drabbat plagioklasen. Epidot, sericit, kalcit och mikroklin kan finnas i plagioklaskristallerna. Särskilt de inre delarna

av kristallerna är starkt omvandlade. Albitmantlarna är ofta föga angripna. Den maximala An-halten har setts variera från basisk oligoklas till sur andesin (32% An). Några U-bordsmätningar har givit samma resultat med upp till 39-40% An dvs. sammansättningen är intermediär andesin. Pertitinnehållet är stort. Mikroklin, oftast pertitisk förekommer. Några 2 V_a-värden visar på 77 - 81 grader dvs. mikroklin enligt Kerr (1959). Biotiten har pleokroismen X ljus brun Y=Z olivgrön eller mörkbrun; X ljusgrön Y=Z gräsgrön och X färglös till ljus olivgrönbrun Y=Z olivgrön och mörkt brun. Biotiten är i det närmaste enaxlig. "Kink bands" är vanliga. Hornblände har kunnat upptäckas i något fall i dessa graniter. Epidotens dubbelbrytning är $n' - n'' = 0,025$ och zirkonens 0,055. Kloriten är ljusgrön. Även pennin förekommer. Bland malmineralen finns pyrit, magnetit, titanjärnoxid och hämatit. Kalcit existerar i de flesta slipen.

Den röda till skära, medelkorniga, saliska graniten 16 1,5 km WSW Storebro är såsom tidigare omtalats extrem. Svarta stänk finns i bergarten, framförallt bestående av biotit. Vita rektangelformade fältspatögon och rundade, röda dylika finns. Bergarten är massformig. Texturen är närmast ojämnkornig, hypidiomorf och granoblastisk. Korroderade kristaller av pertitisk mikroklin och kvarts tycks utgöra strökorn. Bergarten skiljer sig från de övriga genom den höga pertithalten. Den pertitiska mikroklinen är av typerna "film", "string" och "braid". Plagioklas och kvarts kan förekomma inneslutna i dessa kristaller. Mikroklin finns dessutom rikligt i bergarten. Plagioklasen är mycket omvandlad dvs. epidotiserad, sericitiserad, pigmenterad och albitiserad. Den maximala An-halten är 25% dvs. sammansättningen är basisk oligoklas. Plagioklasen är ofta zonerad och har då ofta en albitmantel. Kvartskorn kan ligga arrangerade runt plagioklastavlorna. Biotiten som kan vara innesluten i pertit har pleokroismen X ljus grönbrun eller ljus grön Y=Z mörkt brun eller mörkt grön resp. Några småkorn finns av hornblände, som är omvandlat till biotit. Dessutom förekommer sericit, epidotmineral, titanit, malmineral, muskovit, ljusgrön klorit, pennin, leukoxen samt röd järnoxidsubstans (gärna runt kvartskornen). Både myrmekit- och granofyrsammanväxningar har observerats. Det rör sig då om en sammanväxning mellan kvarts och plagioklas samt kvarts och pertit.

De finkorniga till fint medelkorniga, röda, saliska graniterna har samma mineralogiska sammansättning som de medelkorniga till grovkorniga graniterna. Som exempel på dessa graniter kan nämnas 29, 31, 77 och 81.

Samtliga dessa bergarter är massformiga. En porfyrisk tendens finns genom vita eller röda, rektangelformade fältspatströkor (normalt uppemot 5-6 mm långa). De flesta av dessa bergarter är liksom de medelkorniga till grovkorniga graniterna hypidiomorfa, men exempel finns på bergarter som snarare är allotriomorfa och granoblastiska. Som vanligt är plagioklasen omvandlad samt zonerad. Albitmantlar förekommer. Den maximala An-halten varierar mellan 29 och 42% dvs. sammansättningen ligger mellan basisk oligoklas och intermediär andesin. De finkorniga typerna tycks således ha högre An-halt än de mera grovkorniga. Mikroclin, oftast pertitisk finns rikligt. Olika typer av pertit förekommer, bl.a. "patch"-pertit med albit. Biotiten har pleokroismen X ljusgrön Y=Z gräsgrön; X ljusbrun Y=Z mörkbrun eller olivgrönbrun. Biotiten är kloritomvandlad, och den för titanit- samt rutilnålar. Zirkon bildar pleokroitiska gårdar. "Kink bands" är vanliga. Hornblände har ej upptäckts i dessa bergarter. I övrigt förekommer malmmineral (även svavelkis), epidot, titanit, ljusgrön klorit, pennin, klinozoisit, zoisit, apatit, zirkon, leukoxen och röd järnoxid-substans. Granofyrliknande sammanväxningar har observerats mellan pertit och kvarts.

Den grå medelkorniga till grovkorniga granitoiden 14 1,8 km WSW Storebro är enligt Streckeisans terminologi (1967) en granodiorit. Den har rektangelformade gråblå fältspatströkor (uppemot två centimeter långa). Bergarten är femisk och tydligt massformig. Texturen är hypidiomorf och granoblastisk. Bergartens porfyriska utbildning beror på de stora plagioklas- och pertitströkorna. Mikroskopiskt är denna bergart plagioklasrikare än tidigare beskrivna graniter av mera salisk karaktär. Den maximala An-halten är 31% dvs. sammansättningen är sur andesin. Plagioklasen är sericitiserad, epidotiserad samt albitiserad. Mikroclin är ofta innesluten i dessa kristaller. Plagioklastavlorna kan vara omgivna av kristaller av pertitisk mikroclin. Biotiten har pleokroismen X ljust brun Y=Z mörkt brun; X ljust grön Y=Z olivgrönbrun. "Kink bands" är vanliga. Titanitnålar finns i biotiten, som är kloritomvandlad. Hornblände finns med pleokroismen X ljust gul Y grön och Z gulgrön. Dubbelbrytningen är $n' - n'' 0,018$. 2 V_x -värden på hornbländet ger mellan 58 och 68 grader (mätning av ett optiskt axeluttråde). Ett medelvärde skulle vara 63 grader, vilket motsvarar cirka 25% Mg enligt Tröger (1956). Hornbländet är följaktligen avsevärt mera järnrikt än motsvarande i gabbrobergarten. Mineralinnehållet är i övrigt epidot, malmmineral (bl.a. pyrit), titanit, ljusgrön klorit, pennin, apatit, kalcit, klinozoisit, zirkon och röd järnoxidsubstans.

Planimetriska analyser

I slutet av uppsatsen finns sammanställningar av planimetriska analyser samt uppgifter på kornstorleken för olika mineral från samtliga bergarter (tabeller 6 och 7).

Enligt Streckeisen (1967) visar de granitiska bergarterna följande sammansättningar: Den grå, medelkorniga till grovkorniga granitoiden (kartbladet Storebro) är en granodiorit. De röda, medelkorniga till grovkorniga, saliska graniterna är mestadels syenograniter, medan några är monzograniter. Den röda, medelkorniga, saliska graniten 16 är en alkaligranit. De finkorniga, röda, saliska graniterna har normalt en syenogranitisk sammansättning. De aplitlika porfyrrerna har även kunnat mätas planimetriskt, och de visar enligt denna terminologi en växlande syenogranitisk och monzogranitisk sammansättning. Man kan tydligt konstatera, att dessa graniter avviker sammansättningsmässigt från Smålandsgraniter från norra Blekinge (FK Ulf Wiklander, Mineralogisk-geologiska inst. Lund, personligt meddelande).

Av de basiska bergarterna faller den grova typen i centrum av massivet inom gabbro-dioritfältet samt i norithörnet. På grund av det höga anortit-innehållet samt den stora mängden mörka mineral har termen gabbro använts. Det basiska fragmentet i graniten är en andesingabbro. De mera finkorniga yttre delarna av det basiska massivet är av leukogabbrosammansättning enligt Streckeisens terminologi (1967). Då det mafiska mineralinnehållet är relativt lågt, och kvartsinnehållet är relativt högt har termen diorit använts i enlighet med Moorhouse (1959). De sura slirorna ligger enligt Streckeisens terminologi (1967) i kvartsdioritfältet, då de är fältspat-extrema. Enligt Moorhouse (1959) är dock bergarten en granit, och denna term har använts.

De medelkorniga till grovkorniga, röda graniterna visar på en kvarts-mängd av 20 - 20%. Den totala kalifältspathalten varierar mellan 25 och 65%, men de flesta halterna ligger inom intervallet 50 - 55%. Plagioklas-halten är mellan 15 och 30%, mestadels under 20%. I jämförelse härmed har de aplitlika porfyrrerna ett kvartsvärde på 40%, ett kalifältspatvärde på cirka 35 - 40% och ett plagioklasvärde på cirka 20 - 25%.

TIDIGARE ARBETEN OM ÖVERGÅNGAR MELLAN VULKANITER OCH GRANITER

I äldre svensk litteratur har successiva övergångar mellan vulkaniter och graniter konstaterats av flera författare (e.g. Svedmark 1904 a p. 18; 1913 p. 13; Gavelin och Munthe 1907 pp. 43-52). Dessa övergångsbergarter av kristallinisk karaktär har kallats hälleflintgnejser och granuliter. Törnebohm använde termen eurit och Stolpe termen felsit (Nordenskjöld 1894 a pp. 7-14). Dessa övergångar upptäcktes sålunda tidigt. Hummel skriver, att hälleflintorna blir mera kristalliniska nära graniterna, så att en övergång kan tänkas existera (Hummel 1877 p. 9). I kontaktzoner av denna karaktär har Hedström kallat bergarterna granitiska porfyryr och finkorniga graniter (Munthe och Hedström 1904 p. 22). Samma benämningar har använts på kartbladet Gränna, där dessa bergarter tolkades som ursprungliga porfyryr förändrade genom värmen från de närliggande senare kommande graniterna (Geijer et al. 1951 pp. 12-13). Gavelin menar, att den finkorniga graniten är Växjögranitens kontaktfacies till porfyryrerna. Porfyryrerna är i sin tur förgrovade invid kontakterna, och de visar övergångar till granitporfyryr och finkorniga aplitiska graniter (Gavelin 1912 a pp. 18-24). Liknande iakttagelser finns från mellersta och norra Sverige (cf. Grip 1946 pp. 15-17; Hjelmqvist 1966 pp. 42-48). Dessa övergångszoners bredd kan enligt Marmo vara upp till 1 km breda (Marmo 1962 pp. 140-142). Andra typer av kontaktförhållanden har också rapporterats från Småland. Magnusson pekar i Strålsnäsområdet på att graniterna krossar upp porfyryrerna, så att de senare är omgivna av breda brecciezoner (Magnusson et al. 1924 pp. 14-23). Dessa övergångar, som relaterats från områden i Sverige och huvudsakligen från Småland, har sina motsvarigheter på andra håll, exempelvis i Frankrike och Anti-Atlas (cf. Gèze 1962 p. 89; Choubert et al. 1953 pp. 74-79 resp.). Det intima sambandet mellan vulkaniter, graniter och därefter följande hypabyssiska bergarter, särskilt i postorogena faser, har tidigare omnämnts (e.g. Bederke 1948 pp. 127-131 cf. Middlemost 1969 p. 218). Sammanhanget mellan ignimbriter och granitoider är också tidigare omnämnt och exempel finns från Okhotsk och Nigeria (Speranskaia 1967 p. 101; Turner 1963 pp. 345-358 resp. cf. Pirsson 1915 pp. 207-212). Enligt Branch är de metamorfa effekterna en silicifiering och omkristallisation runt granitområden (Branch 1963 pp. 54-56 cf. Harker och Marr 1891 pp. 293-307; Pirsson 1915 pp. 207-212; Carozzi 1960 pp. 112-116; Papezik 1969 p. 1405; Spry 1969 pp. 125-128 och p. 186). En omkristallisation har kunnat konstateras även inom undersökningsområdet i Småland. En liknande kraftig omkristallisation har också konstaterats i British Columbia. De s.k. Slokovulkaniterna (pyroklastiter) visar övergångar till leukogranit och fin-

kornig samt medelkornig kvartsmonzonit, övergångar som uppkommit vid intrusionen av en tidigt tertiär kvartsmonzonit. Lokala gångar av leuko-granit kan genomsätta pyroklastiterna (Souther 1967 pp. 171-176 cf. Taylor et al. 1968 p. 185). En silicifieringszon på tjugo meter har rapporterats från södra Oklahoma. En omvandlad ryolit (Carltonryolit, eller Davidson-granofyr enligt Hoffman 1930) är silicifierad genom Wichitagraniten (Ham et al. 1964 pp. 47-50). Normalt är dock SiO_2 -innehållet högre i ryoliter än i graniter (cf. Larsson 1932 pp. 168-182; Moorhouse 1959 p. 201; Eskola 1962 pp. 137-139), ett faktum som också gäller i undersökningsområdets bergarter, varför snarare en desilicifiering kan väntas. Vid en termalmetamorfos eller kontaktmetamorfos kan exempelvis epidot anrikas vid kontakterna. Volatiler är dessutom ofta anrikade vid eruptiva kontakter (Firman 1957 pp. 44-47; Clark 1964 pp. 349-351; Szádeczky-Kardoss 1966 p. 263 cf. Spry 1969 p. 186). Vid en undersökning av vulkaniter i Canada fann man, att vulkaniter endast i undantagsfall fick kontaktmetamorfa mineral (Derry 1940 pp. 109-114). Den omvandling som kan avgöras i undersökningsområdets bergarter omfattar såsom nämnts framförallt en omkristallisation, vilken ökar mot graniterna. Kontaktmetamorfa mineral har ej observerats.

Som framgår av tidigare redogörelser kan många eruptivliknande bergarter ha varit tidigare vulkaniter. Porfyriter, dioriter och gabbrobergarter kan ha varit tidigare metabasiter, som är omkristalliserade, fältspatiserade samt metasomatiserade, vilket har visats av Palivcová (1966 p. 71 cf. PEDIUK et al. 1966 pp. 51-60; HANUŠ och PALIVCOVÁ 1969 pp. 163-165). 2,2 mil WSW undersökningsområdet finns enligt Nordenskjöld omvandlade dioritlika bergarter i utkanterna av det basiska vulkanitmassivet vid Karlstorp (Nordenskjöld 1894 a p. 100). Nordenskjölds yttre gränser för det basiska vulkanitmassivet tycks vara överdimensionerade. Relativt välbevarade typer av den täta basiska vulkaniten finns vid Karlstorps kyrka. I de marginella delarna blir dock bergarten dioritliknande, och den blir rödaktig på grund av de senare kommande granitintrusionerna. Norr om Kolsjön finns tuffer, som till utseendet är mycket lika de vid Lönneberga, även om de delvis är mera basiska. En omvandling av basiska vulkaniter till eruptivliknande bergarter synes uppenbar och vid kartering och undersökning av de talrika basiska diorit- och gabbrobergarterna i Småland måste detta alternativ tagas under beaktande.

Flera granitoider i den centrala Böhmiska plutonen är hybrida bergarter, vilkas bildning kan förklaras genom en magmatisk assimilation (av en hypotetisk sur magma) eller genom teorin om selektiv mobilisering enligt Mehnert (1959; 1960) från ett ursprungligt metamorft komplex, ledande till partiell

gäller både fältspat- och kvartsströkorn. Malmineralfrekvensen tycks även öka något. Maximumstorleken hos strökornen minskar från de välbevarade typerna till och med övergångstypen, men är sedan åter hög i de aplitlika porfyryrerna. Samma tendens finns i medelstorleken hos strökornen. Hos kvarts i grundmassan sker en successiv ökning hela tiden beroende på omkristallisationen (fig. 2 och 3). Märkbar samt märklig är den kraftiga minskning av strökornsstorlek och strökornsmängd, som sker i den s.k. kristalliniska övergångstypen. Kvartsstorleken ökar dock successivt (inkl. förutnämnda bergartstyp) från välbevarade porfyryr till graniterna. Avvikelsen i den kristalliniska övergångstypen från övriga typer har uppenbarligen sin orsak i primära skillnader, vilka även återspeglas kemiskt.

IAKTTAGELSER I BERGARTERNA INOM PROFILEN VÄLBEVARADE VULKANITER TILL GRANITER

En profil av bergarter från välbevarad vulkanit till granit har undersökts i slipprov, och kemiska analyser har tagits av dessa bergarter. Profilen går i en nordostlig riktning från radiomasten vid Gökhult dvs. från mörk, välbevarad porfyr 69, över röd porfyr nära Varpingshorva 100 (700-750 meter NE Gökhult), kristallinisk övergångstyp 103 (1100-1150 meter NE Gökhult), aplitlik porfyr 101 (1900 meter NE Gökhult) samt slutligen till röd, medelkornig, salisk granit 102 (cirka 2300 meter NE Gökhult). Dessa bergarter är enligt författarens erfarenhet bland de mest typiska inom undersökningsområdet. En vertikal variation kan initialt finnas inom vulkaniterna och förekommer säkerligen. En senare omkristallisation har drabbat porfyryrerna genom graniternas intrusion.

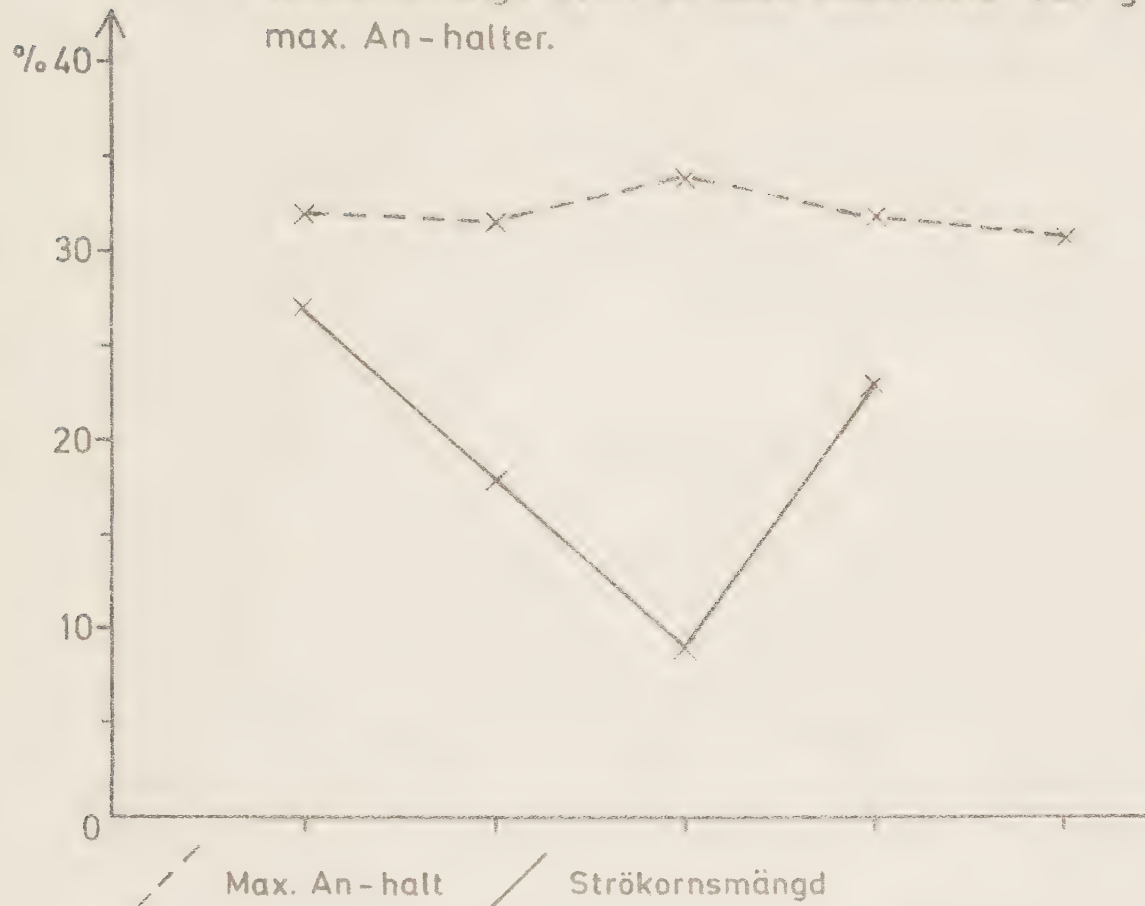
Makroskopiska karakteristika:

Gökhultstypen är som tidigare nämnts en mörk (brunsvart) porfyr med små, tätare, mörka fragment bestående av sfäroliter. Den är mycket lik Gisse-skalletypen men mindre rik på fragment. I sin mest välbevarade form är bergarten mycket tät samt svart. Den porfyriska strukturen framgår då tydligt genom de vita fältspatströkornen. Mot blottningens perifera delar blir dock bergarten mera rödaktig.

Den röda porfyren är en röd till rödsvartflammig bergart. En porfyrisk tendens kan spåras, även om den ej är helt tydlig.

Den kristalliniska övergångstypen är en tät, finkristallinisk bergart av röd färg. Den visar tecken på att vara inhomogen genom tätare, mörkare och hårdare partier. En viss bandning finns i bergarten, vilken även kan ses i slip och då yttrar sig som kvartsbandning. I mera välbevarade bergarter

Medelvärden för samtliga mätningar av olika vulkaniters strökmängd samt av olika vulkaniters och graniters max. An-halter.



Medelvärden för samtliga mätningar av kornstorleken hos fältspatfenokrister inom olika vulkaniter.

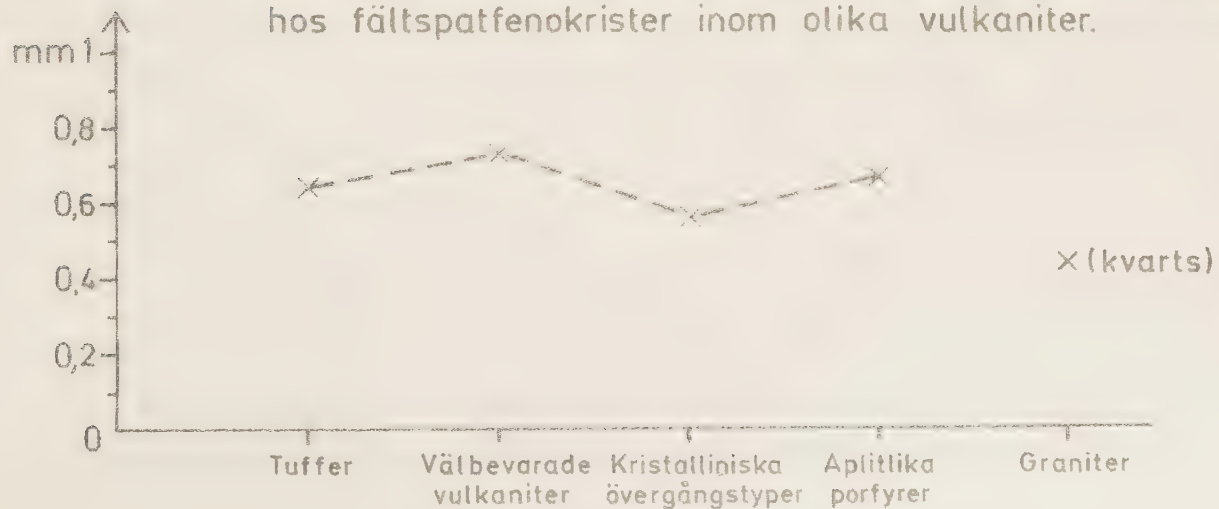


Fig 2

yttrar sig denna bandning som de beskrivna långsträckta parataxitiska sfärolitpartierna. Det finns även ovala "fragment" i en storlek av 4x1 - 1,5 mm, vilka ursprungligen troligen varit glas, som deformerats.

Den aplitlika porfyren är finkristallinisk, lätt röd, "sockerkornslik" och granitisk med en liten mängd av mörka mineral. Större fältspatströkorn är tydliga. Mera kristalliniska partier samt ådror förekommer mestadels som förgrovningar. Dock finns även i denna bergartstyp tätare, diffusa fragmentlika partier, och bergarten är uppenbart inhomogen. Såsom nämnts är variationerna från håll till håll samt även inom hållarna mycket stora.

Graniten är medelkornig till grovkornig, röd och salisk, och den för diffusa sliror samt partier av aplit, av vilken en stor del är assimilerat porfyrmaterial. Fältspaterna är i det närmaste rektangulära och bildar en tydlig porfyrisk struktur.

Texturer samt mineralogi:

Den mörka porfyren har en kryptokristallinisk grundmassa. En viss slirig tendens finns runt strökornen. Kvartsådror som är halvcirkelformade, indikerar möjligen en perlitisk avsöndring. Grundmassan är pudrad med sericit och malmstoft. I övrigt tycks kvarts utgöra den främsta beståndsdelen i den täta grundmassan. I övrigt förekommer kvarts i aggregat, varvid kvartsen är lepidoblastisk samt undulös. Dessutom existerar aggregat av malmmineral, titanit, epidotmineral, glimmermineral, klorit och kvarts. Strökornen består av pertitisk mikroklin, plagioklas, mikroklin och kvarts. Fältspatströkornen är kraftigt korroderade och ersatta av sekundära mineral, främst epidot och sericit.

Den röda porfyrens grundmassa är krypto- till mikrokristallinisk, dvs. den är mera kristallinisk i jämförelse med Gökhuftporyren. Partier förekommer med undulös kvarts, dels i aggregat och dels oregelbundet flakartat. Aggregat finns också av kvarts, epidotmineral, titanit och malmmineral. Strökornen utgöres av plagioklas, pertitisk mikroklin och kvarts.

Den kristalliniska övergångstypen visar ej någon större omvandling utan verkar mycket frisk. Grundmassan tycks mycket inhomogen. Den är mikrokristallinisk och ställvis förgrovad. Granulerade kvartsaggregat finns med undulös kvarts. En viss parallellorientering är märkbar i form av utsträckta kvartsaggregat samt kvartsådror dvs: ett mera omvandlat stadium av parataxitisk struktur och textur med sfäroliter. Bland strökornen finns framförallt plagioklas och kvarts, medan de av pertitisk mikroklin är fåtaliga.

Den aplitlika porfyren är finkristallinisk med tydligt kristallinisk grundmassa. Också i denna bergart är grundmassan inhomogen. Texturen är närmast ojämnkornig, hypidiomorf och granoblastisk. Även här finns

granulerade kvartsaggregat med undulös kvarts. Andra aggregat ingår med malmmineral, titanit, epidotmineral, kvarts och glimmermineral. Strörkorn förekommer av plagioklas, pertitisk mikroklin, kvarts och mikroklin.

Graniten är ojämnkornig, hypidiomorf och granoblastisk. En porfyrisk tendens kan även ses i graniterna, vilken dock är tydligare ju finkornigare graniten är. Kvartsen är ojämnkornig, ofta skarpkantad och tycks fylla ut hålrummen mellan fältspaterna. Biotit, malmmineral samt epidotmineral är som vanligt aggregerade.

Den mineralogiska sammansättningen är likartad i alla dessa bergarter.

I den mörka porfyren är plagioklasen delvis zonerad. Den maximala An-halten är 29% dvs. sammansättningen är basisk oligoklas. Den röda porfyren har en maximal An-halt av 34% dvs. sammansättningen är sur andesin, medan övergångstypens halt är 38% dvs. sammansättningen är intermediär andesin. Den apilitlika porfyren har en maximal An-halt av 36% dvs. det rör sig om sur till intermediär andesin, medan graniten har en An-halt av 30% (på gränsen mellan oligoklas och andesin; fig. 3 cf. fig. 2).

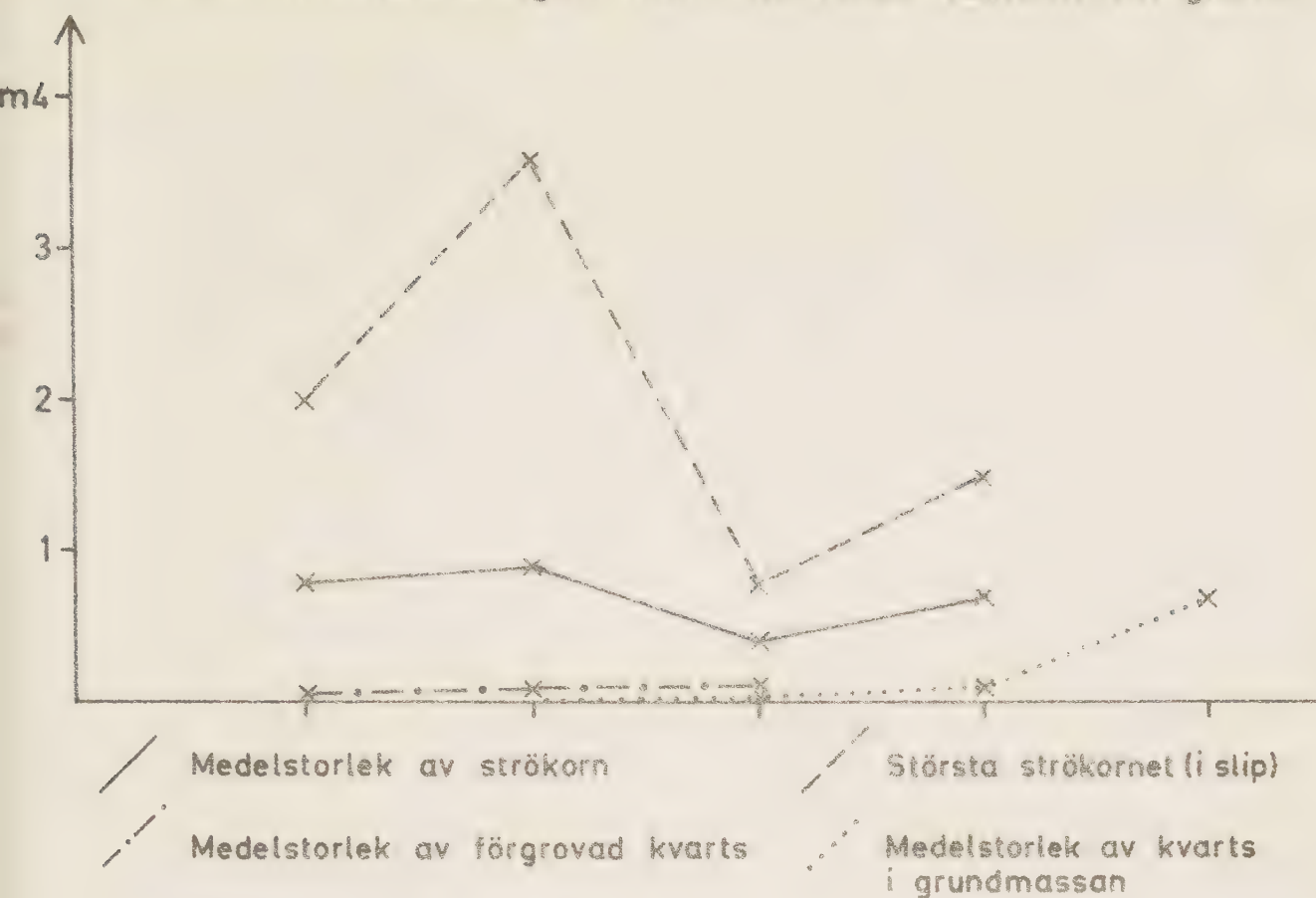
Strökorrsinnehåll kontra grundmassa:

En point counter-analys (700 punkter) av den mörka porfyren visar följande resultat. Strörkornen utgör något mer än 10%, grundmassan något mindre än 70% samt kvartsaggregat och ådror 20%. Den röda porfyren visar följande resultat vid 700 punkter. Strörkornen motsvarar 10%, grundmassan något mindre än 50% och kvartsaggregat något mindre än 40%. Övergångstypen visar vid 700 punkter 5% strörkorn, c:a 45% grundmassa och c:a 50% kvartsaggregat. Den apilitlika porfyren är självklart mera osäker på grund av den stora inhomogeniteten och den höga kristallisationsgraden. 300 punkter visar dock, att strörkornsmängden är c:a 30%. I dessa kristalliniska porfyrtyper kommer kvartsaggregat och mindre strörkorn att inkorporeras i den s.k. grundmassan. Grundmassehalten minskar således från de välbevarade typerna till de kristalliniska övergångstyperna. Strörkornshalten minskar från de välbevarade typerna till övergångstypen, men i de apilitlika porfyryrerna är strörkornshalten hög. Kvartsaggregaten ökar också från de välbevarade typerna till övergångstypen (fig. 3). Den maximala An-halten ökar från välbevarade typer till övergångstypen men minskar därefter till graniten. Den välbevarade porfyren och graniten har ungefär samma An-halt (fig. 3).

Kornstorleken: (cf. tabell 6).

Grundmassan ökar i storlek (enskilda partiklar) från de välbevarade porfyryrerna till graniten. Detta sker relativt successivt. Strökorrsstorleken ökar från välbevarad porfyr till röd porfyr men minskar i övergångstypen, där den t.o.m. är lägre än i Gökhuittypen. Den apilitlika porfyrens strökorrsstorlek är relativt identisk med den röda porfyrens, möjligen något mindre (fig. 3).

Kornstorleksförändringen från välbevarad vulkanit till granit.



Mängdförhållandena ströckorn - grundmassa inom olika vulkaniter samt max. An - halt från välbevarad vulkanit till granit.

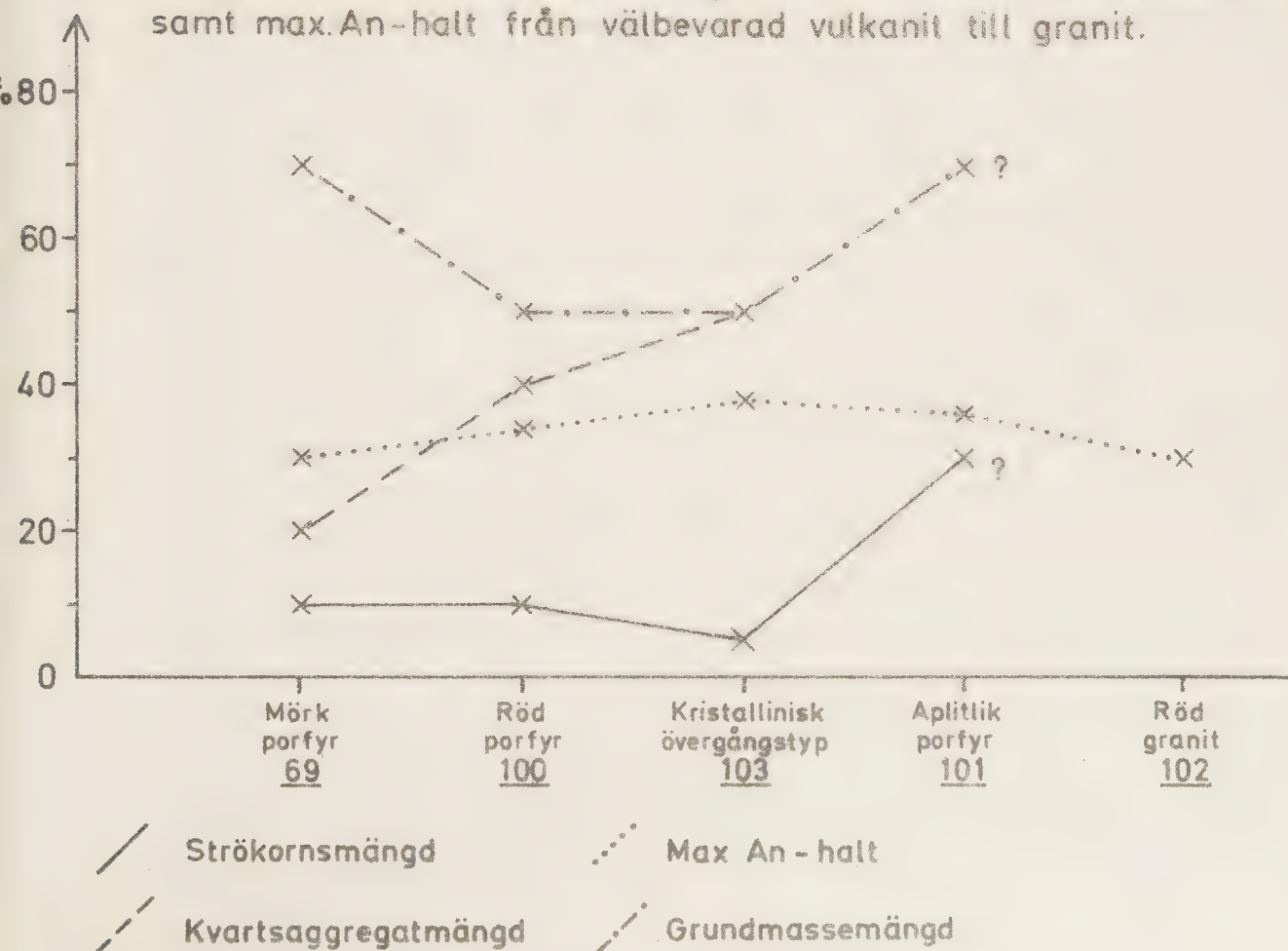


Fig 3

TIDIGARE ARBETEN OM KEMISKA VARIATIONER I VULKANITERS VERTIKALA LAGERFÖLJD

Den typiska petrografiska zoneringen inom ignimbritavlagringar har tidigare relaterats. Med denna zonering följer vissa typiska förändringar i bergarternas kemi och i deras texturer, även om många resultat vid jämförelse mellan olika områden motsäger varandra. Till de iakttagelser som kan tagas för relativt generella hör en enhetlig mineralogi inom lagerföljden, en ökning av fenokristinnehållet och en reduktion av SiO_2 uppåt (Lipman et al. 1966 p. F41 cf. e.g. Ratté och Steven 1964 pp. D52-D54; Ewart 1965 pp. 618-620; Lipman 1966 pp. 818-820; Noble et al. 1969 p. 605; Gibson 1970 p. 108; Noble 1970 pp. 2678-2680). I södra Nevada föreligger variationer i fenokristinnehållet från 1 till 20% uppåt (Lipman et al. 1966 pp. F1-F27 cf. e.g. Gilbert 1938 pp. 1831-1854; Smith 1960 a pp. 828-832; Steiner 1963 pp. 218-221; Ewart 1965 pp. 618-620; Martin 1965 pp. 681-684; Noble 1970 pp. 2678-2680). Andra rapporterade skillnader i fenokristhalt och sammansättning förekommer. Vid basen i Grouse Canyon Member (miocen) i Nevada är bergarten fenokristfri, medan den i de övre delarna för 5-6% fenokrister. Uppåt sker en koncentration av Al, Fe, K, Ti, P, Ba, Sc och Sr (Noble 1970 pp. 2678-2680 cf. Noble et al. 1969 pp. 605-607). Vid Tiva Canyon Member också i Nevada finns vid basen en fenokristfattig ryolit (1-2% fenokrister; 76-77% SiO_2), och denna övergår uppåt i en fenokristrik kvartslatit (15-20% fenokrister; 68-69% SiO_2) (Lipman 1966 pp. 818-820). De senare uppgifterna är likartade med förhållandena vid Mammoth Mountain i Colorado (Ratté och Steven 1964 pp. D52-D54). I den Böhmska plutonen har Hrdličková konstaterat, att Al_2O_3 och alkalier ökar uppåt, medan femiska mineral minskar. Uppträdandet av "air-fall" tuffer i samband med ignimbriter är som betonats tidigare vanligt. Enligt Hrdličková är dessa tuffer fattigare på Al_2O_3 samt rikare på alkalier och mafiska mineral än ignimbriterna (Hrdličková 1966 pp. 196-198). Inom undersökningsområdet är de bergarter som karakteriserats som tuffer snarare rikare på Al_2O_3 . De är i likhet med föregående nämnda undersökning rikare på mafiska mineral. Till skillnad från ovannämnda undersökning i Böhmen konstaterar Lipman et al. (1966 pp. F1-F27) i Nevada en ökning av mafiska mineral uppåt. Biotiten är anrikad ett hundra gånger i jämförelse med de basala delarna. Även vid Wildcat section i Nevada har en generell ökning av Fe_2O_3 och CaO framkommit uppåt i lagerföljden. I denna senare nämnda undersökning förhåller sig Al_2O_3 relativt konstant vid 13,5%. De moderat till lätt "welded" och samtidigt kallare delarna av lagerföljden är rikare på K_2O än de kraftigt "welded" zonerna, vilka är rikare på Na_2O (Scott 1966 pp. 278-282 cf. Martin 1965 pp. 681-684).

KEMISKA VARIATIONER I VULKANITERNAS "VERTIKALA LAGERFÖLJD"

De gjorda analyserna är alltför få för att man skall kunna få ut några egentliga trender inom vulkaniterna. Dock visar de vissa tendenser, vilka redovisas medan. Följande förändringar sker i den hypotetiska vertikala lagerföljden. Bergarterna "nedifrån" är då möjligen aplitlik porfyr, grå porfyr, kristallinisk övergångstyp, röda, rödflammiga och mörka porfyrier samt grön tuff. Al_2O_3 , TiO_2 , totalt Fe_2O_3 , Na_2O , CaO , MgO och MnO förhåller sig likartat. Halterna är generellt höga inom tufferna. Den kristalliniska övergångstypen visar de lägsta halterna. Även den aplitlika porfyren har låga halter. I övrigt föreligger en tendens till ökning "uppåt". K_2O och SiO_2 har inbördes ungefär samma tendens. Tufferna, vilka har kvartslatitisk sammansättning i grundmassan, som normalt är surare än bergartens genomsnitt, visar de lägsta halterna. Både den aplitlika porfyren och den kristalliniska övergångstypen har höga halter, den senare den högsta SiO_2 -halten. Generellt sker en minskning "uppåt". Den röda porfyren har ungefär samma värden som de aplitlika porfyrierna (cf. relaterade generella drag i föregående avsnitt).

Vissa rent petrografiska data kan vara av intresse. De har delvis framförts i tidigare sammanhang. Grundmassemängden är låg i de lägre delarna och ökar mot en kryptokristallinisk grundmassa med sfärolitpartier samt "perlit"-partier i de övre delarna. Naturligtvis minskar de enskilda urskiljbara mineralpartiklarna i storlek "uppåt". Strökornens storlek är varierande men tendensmässigt sker en minskning "uppåt". Dock är strökornen mycket små i den kristalliniska övergångstypen och mycket stora i den röda porfyren. I förhållande till den senare bergarten är de något mindre i den aplitlika porfyren. Strökornsandelen är särskilt stor i tuffer och agglomerat (fig. 2). I övrigt är den relativt konstant. Den är dock mycket låg i den kristalliniska övergångstypen. Den maximala An-halten visar låga värden i tufferna samt ett maximalt värde i den kristalliniska övergångstypen. Tendenser hos porfyrierna är en lätt minskning "uppåt". Den kristalliniska övergångstypen är en bergart, som uppenbart skiljer sig från de övriga porfyrierna genom ett högt SiO_2 -innehåll, ett lägre innehåll av övriga oxider, låg strökornsmängd, liten storlek hos strökornen samt högt An-maximum (fig. 2).

Likheten hos dessa data med i föregående avsnitt redovisade generella resultat är stor. Exempelvis kan här nämnas den eventuella minskningen av SiO_2 och ökningen av Al_2O_3 , alkalier samt totalt järn. Till skillnad från den normala ökningen håller sig strökornsmängden relativt konstant inom undersökningsområdet porfyrier. Strökornsrikedomen samt den låga kiselsyrehalten i tufferna jämfört med porfyriernas högre kiselsyrehalt och lägre

strömkornshalt är också ett generellt fenomen.

Intressant i detta sammanhang är att Nordenskjöld (1894 a p. 67) anger, att eoryoliterna visar en lägre SiO_2 -halt och högre CaO -halt i förhållande till Emarpporfyren och Nymålagranofyren. Enligt Nordenskjölds terminologi motsvarar eoryoliterna i det närmaste strömkornsfria vulkaniter. Som tidigare nämnts är strömkornshalten i Emarp- och Nymålatypen relativt hög.

DISKUSSION AV KEMIN

Porfyreterna är uppenbart omkristalliserade, delvis genom graniternas påverkan. Detta kan avgöras genom den successiva omkristallisation, vilken drabbar porfyreterna mycket olika. En silicifiering kan endast ske, om bergarterna primärt har lägre kiselsyrehalt än graniten. I annat fall kan man snarare vänta sig en desilicifiering (Härme 1958 pp. 56-60; 1959 pp. 44-54). Aluminiummängden förhåller sig däremot ofta oförändrad i dessa sammanhang (Härme 1958 pp. 56-60). Vid en omkristallisation har en ökning av Al_2O_3 , K_2O och CaO samt en minskning av SiO_2 , totalt järn och Na_2O rapporterats (Gibson 1970 p. 105 cf. Noble 1965). Ham et al. (1964 pp. 73-75) har jämfört ryoliter, mikrografiska graniter och normala graniter (Wichitagranit). SiO_2 är lägst i den s.k. Carltonryoliten och blir högre i graniterna. Al_2O_3 är lägst i ryoliten och de mikrografiska graniterna samt högst i de normala graniterna. Vid jämförelse mellan vitrofyreter och kristalliserade bergarter har följande konstaterats: högre SiO_2 och oxidationsgrad samt lägre H_2O och Al_2O_3 i de kristalliniska bergarterna. $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ -förhållandet är högre i kristalliserade typer jämfört med normala kiselrika eruptiva bergarter. Detta visar på en kalimetasomatos under devitrifikationen (Lipman 1965 pp. D5-D22 delvis efter Simons 1962 pp. 881-882).

I den successiva övergången skall några bergarter jämföras. Beträffande aplitlik porfyr och röd porfyr är Al_2O_3 och K_2O högre i den förra, medan MgO är lägre. Inga skillnader kan däremot konstateras för SiO_2 , TiO_2 , totalt järn, MnO och Na_2O . Vid jämförelse mellan aplitlik porfyr och mörk porfyr är SiO_2 -halten högre i aplitlik porfyr; medan TiO_2 , Al_2O_3 , totalt järn, MnO , CaO , MgO och Na_2O är lägre (cf. Lipman 1965). K_2O förhåller sig mera konstant. Mellan mörk porfyr och röd granit är skillnaden ej så stor. Porfyren är dock något surare. Den kristalliniska övergångstypen är som tidigare nämnts extrem. SiO_2 avtar eventuellt "uppåt" i stratigrafien, medan strömkornsandelen är större, och därför kan denna bergart på grundval av

petrografiska fakta möjligen anses basal. Den aplitlika porfyren har en helt annan karaktär. Graniternas inverkan är oklar, eftersom det kan diskuteras, om den innebär mer än en omkristallisation. Några säkra tecken på ändring i kemi e. dyl. kan ej konstateras. Primära skillnader i kemi, devitrifikation, kristallisation samt omkristallisation innebär alltför många ovissa faktorer. Slutsatser om granitens inverkan är därför svåra att draga.

De olika oxiderna avtar normalt i riktning mot höga SiO_2 -värden (fig. 5). Detta gäller Al_2O_3 , Na_2O , TiO_2 , FeO , Fe_2O_3 , totalt Fe_2O_3 , MnO , CaO och MgO . K_2O -halten är maximal (mer än 5%) vid en kiselsyrehalt av 72-76%, medan den visar minima på cirka 4% vid 62 respektive 78% SiO_2 . $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ -förhållandet visar ett minimivärde på 0,6 vid 72-76% SiO_2 och maximivärden (cirka 1,1) vid 62 respektive 78% SiO_2 .

I triangeldiagrammet $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ (fig. 4) kan man konstatera, att de välbevarade porfyryrerna och graniterna kommer relativt nära varandra. Porfyryrerna har en högre K_2O -halt, vilket särskilt gäller de kraftigt omkristalliserade typerna. Graniterna har generellt en högre CaO -halt. Tufferna varierar, och kan ha en högre CaO -halt och en lägre Na_2O -halt än framförallt porfyryrerna. Kalihalten visar överhuvudtaget en stor spridning i samtliga bergarter. I diagrammet $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ -tot. Fe_2O_3 - MgO (fig. 4) visas, att tufferna framförallt har en lägre alk-halt men högre tot. Fe_2O_3 - och MgO -halt än porfyryrerna. Porfyryrerna har en hög $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ -halt, låg tot. Fe_2O_3 -halt och ännu lägre MgO -halt. De omkristalliserade porfyryrerna har i jämförelse med övriga porfyryrer lägre MgO - och tot. Fe_2O_3 -halter samt högre $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ -halt. Graniterna och de välbevarade porfyryrerna skiljer sig genom att graniterna har lägre $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ -halt, högre tot. Fe_2O_3 - och MgO -halter. Graniterna kommer dock relativt nära tufferna. I $\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}$ -diagrammet (fig. 4) erhålls en rät linje. Med ökad kalihalt minskar Mg och Ca . Graniterna och tufferna kommer som i tidigare diagram nära varandra. De kraftigt omkristalliserade porfyryrerna är kalirika.

I diagrammet $\text{Sr} - \text{CaO}$ (fig. 6) finns en viss trend. En Sr -ökning innebär en CaO -ökning. En dylik trend är ej lika klar vad beträffar Rb i relation till K_2O (fig. 6). Detta kan bero på, att kaliumhalten är mera varierande inom bergarterna beroende på sekundära förändringar av den primära sammansättningen. En viss trend finns i $\text{Rb} - \text{Sr}$ -diagrammet (fig. 7). Med lägre Rb -halt fås en högre Sr -halt. En svag trend finns möjligen även i $\text{K}_2\text{O} - \text{BaO}$ -diagrammet (fig. 6). En högre BaO -halt innebär en något högre K_2O -halt. Beträffande förhållandet mellan t.ex. $\text{BaO}:\text{K}_2\text{O}$ kan inga speciella tendenser mellan de olika bergarterna erhållas.

DE BASISKA BERGARTERNAS KEMI

Kemiska analyser har tagits av den centrala gabbbron samt av två marginella dioritttyper, av vilka en är relativt finkornig och den andra mer medelkornig. Av gångbergarterna har analyser gjorts på en bergart av var typ, således av diabasporfyrit, uralitdiabas och svart diabas.

Vid jämförelse med bergarter (Al_2O_3 - $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ - SiO_2) från Japan, Korea, Manchuriet och Sakhalin (av kenozoisk ålder) är diabasporfyriten, uralitdiabasen och gabbbron högaluminiumbasalter, medan den svarta diabasen och dioriterna är alkalibasalter. De förstnämnda faller nära de tholeitiska bergarterna. Vid jämförelse med bergarter från den skotska tertiära provinsen i $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ - SiO_2 -diagram faller uralitdiabasen inom tholeitgruppen och diabasporfyriten samt gabbbron mycket nära denna grupp (Kuno 1968). I MFA-diagram från Izu-Hakone-regionen faller de basiska bergarterna från undersökningsområdet inom hypersten-bergartsserien. "Hypersthenic rock series" motsvarar "calc-alkali rock series" (Kuno 1968 p. 643). Denna är en underavdelning till de subalkalina bergarterna till vilka även de tholeitiska bergarterna hör (Irvine och Baragar 1971 p. 524).

Gabbbron visar i förhållande till dioritbergarterna lägre SiO_2 -, Na_2O -, K_2O -, TiO_2 -, P_2O_5 -, Fe_2O_3 - samt BaO-värden. Den har däremot högre värden av MgO och FeO. Den finkorniga dioriten har i jämförelse med gabbbron högre värden av SiO_2 , Na_2O , Al_2O_3 , K_2O , TiO_2 , CaO, P_2O_5 , Fe_2O_3 och MnO samt lägre av MgO. Lokal 344 är belägen nära graniterna, och bergarten är tydligen granitpåverkad. Tidigare har omnämnts en kalifältspatögonbildning i dioriten nära graniterna. Således är denna diorittyp mera q-rik, mera or-rik, men an-fattigare. Den har höga värden av alk, k och h samt lågt av c. I jämförelse med de båda andra bergarterna är värdena av SiO_2 och K_2O höga, medan Al_2O_3 och CaO är låga. Vid betraktande av variationerna av olika oxider från gabbro till finkornig diorit sker en successiv minskning av FeO och MgO. En ökning sker däremot av Fe_2O_3 (fig. 8).

Uralitdiabasen har vid jämförelse med de andra gångbergarterna höga värden av SiO_2 , Fe_2O_3 och MnO samt låga av TiO_2 och FeO. Diabasporfyriten har höga värden av Al_2O_3 , MgO och CaO samt låga av SiO_2 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , Fe_2O_3 och BaO. Den svarta diabasen har höga värden av TiO_2 , K_2O , Na_2O , P_2O_5 , FeO och BaO samt låga av Al_2O_3 , MgO och CaO. Om en utveckling tänkes från diabasporfyrit över uralitdiabas till svart diabas sker en ökning av fm, ti, alk, ab samt ap, medan en minskning sker av an, mg, al och c mot det senare ledet. Beträffande oxiderna minskar CaO och MgO (fig. 8).

Vid betraktande av de olika värdena för spårelementen (fig. 8) har

diabasporfyriten i jämförelse med de andra båda gångbergarterna höga Cr- och Ni-värden. Uralitdiabasen är relativt rik på V, Co och Sr. Normalt finns Cr och Ni tidigt anrikade, medan Co och framförallt V anrikas sent (cf. Taylor 1965 pp. 168-176). Om man på samma sätt betraktar de basiska djupbergarterna visar det sig att gabbbron är relativt Co-, Ni- och Cr-rik samt V-fattig. Det är dock omöjligt att draga några större slutsatser av detta material, då endast en analys har gjorts av respektive bergart.

$\text{CaO} - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$, tot. $\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{MgO} - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ och $\text{MgO} - \text{CaO} - \text{K}_2\text{O}$ -
diagram av vulkaniter och graniter



- $\times$ Vålbevarad vulkanit
- $\otimes$ Kraftigt omkristalliserad vulkanit
- $\circ$ Tuff
- $\bullet$ Granit

Fig. 4

De olika oxiderna i förhållande till SiO_2 i vulkaniter och graniter

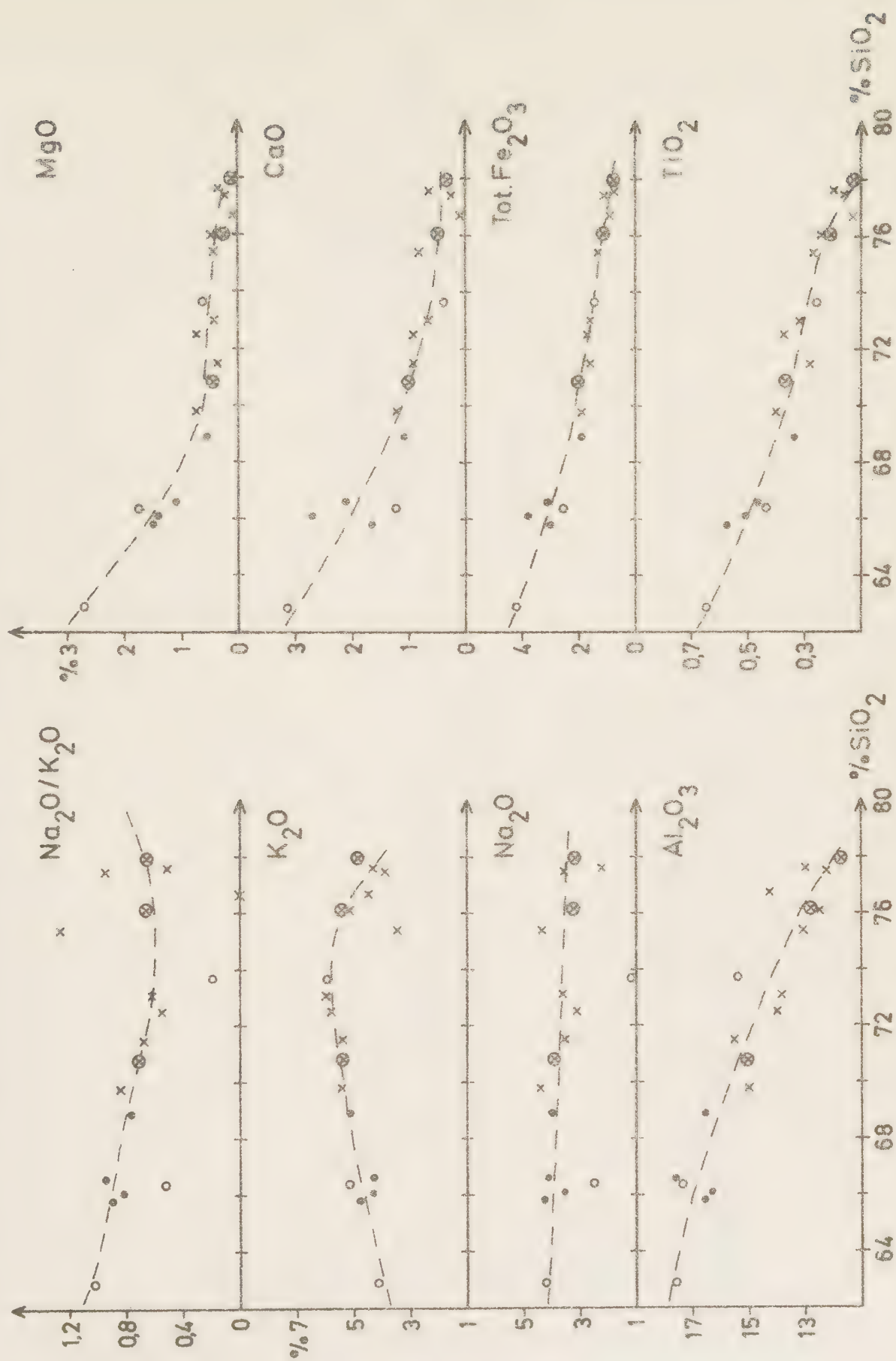


Fig. 5

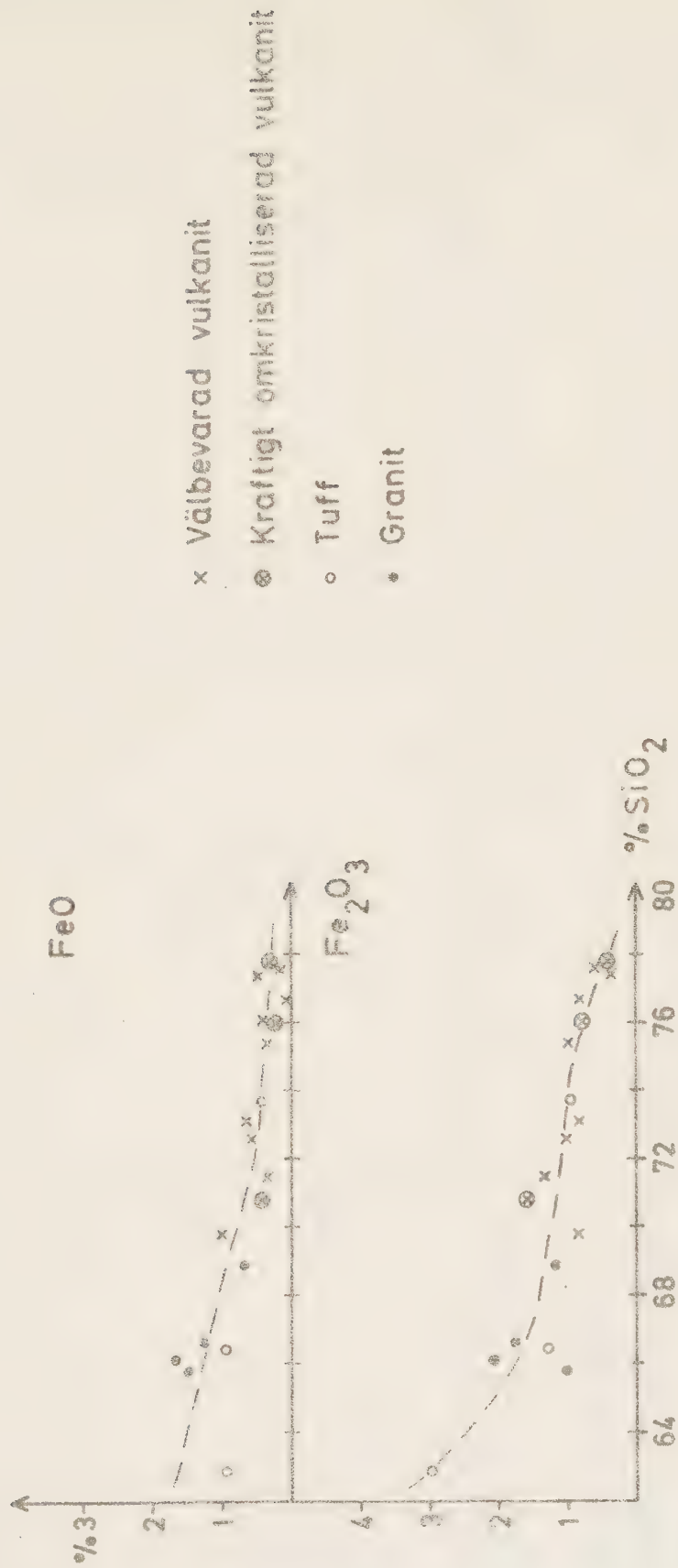


Fig. 5

Sr - CaO, Rb - K₂O och BaO - K₂O i vulkaniter och graniter

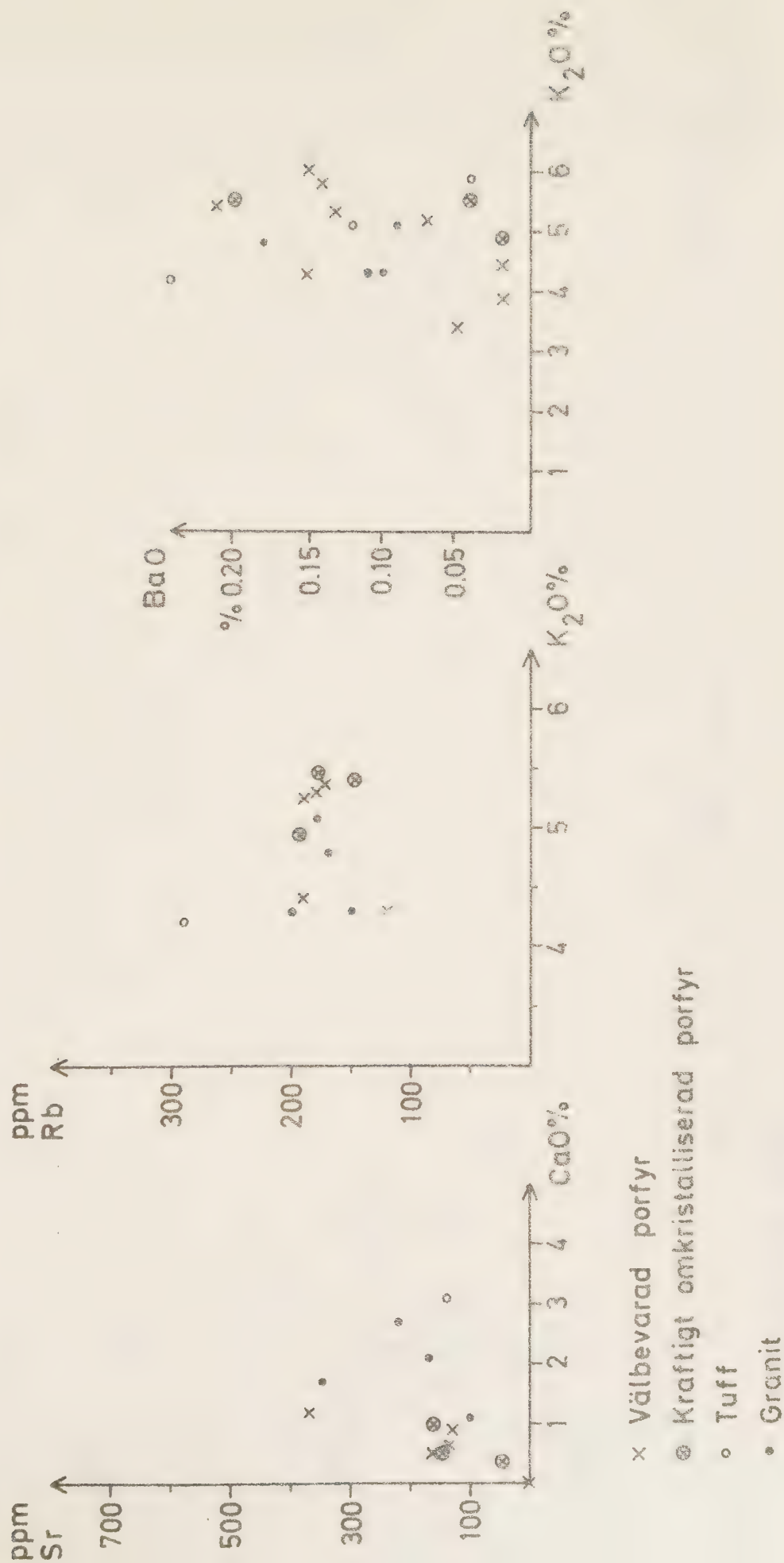


Fig. 6

Rb - Sr och K_2O - Na_2O i vulkaniter och graniter

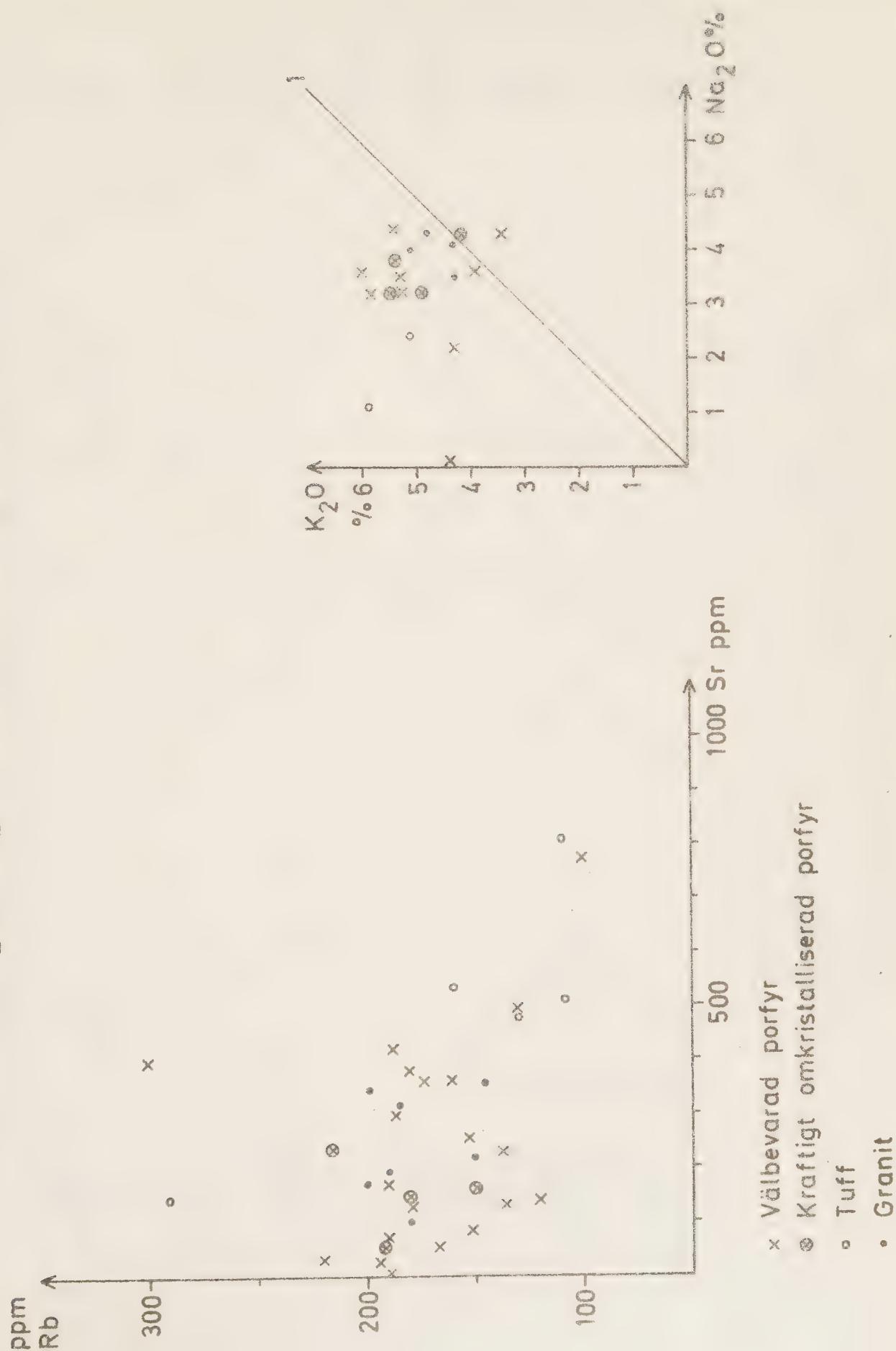


Fig. 7

V-, Co-, Cr-, Ni-, CaO-, FeO-, MgO- och Fe_2O_3 -variationer inom de basiska bergarterna

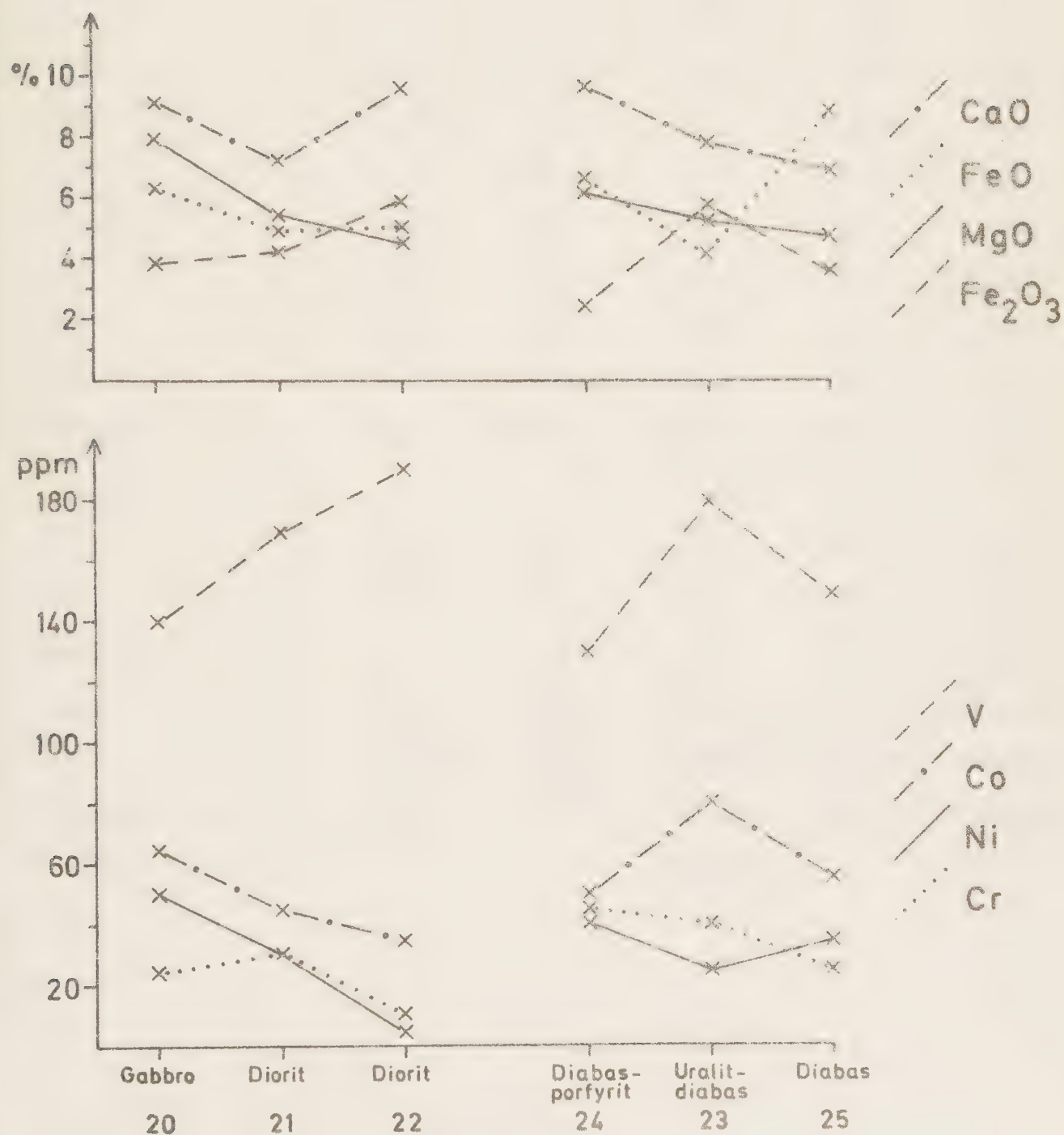


Fig. 8

	1.	2.	3.	4.	5.
Bergart	Porfyr	Röd porfyr	Övergångs-	Aplitlik	Röd granit
%	Gökhult	<u>100</u>	typ <u>103</u>	porfyr <u>101</u>	<u>102</u>
SiO ₂	69,8	76,1	77,9	76,1	65,8
TiO ₂	0,40	0,23	0,13	0,21	0,58
Al ₂ O ₃	15,0	12,7	11,7	12,8	16,6
Fe ₂ O ₃	0,81	0,76	0,39	0,74	1,02
FeO	1,00	0,36	0,32	0,35	1,50
MnO	0,09	0,04	0,04	0,02	0,10
CaO	1,18	0,54	0,35	0,52	1,71
MgO	0,73	0,44	0,10	0,36	1,52
Na ₂ O	4,43	3,21	3,21	3,19	4,28
K ₂ O	5,40	5,24	4,93	5,46	4,80
Loi	0,31	0,40	0,16	0,32	0,50
BaO	0,21	0,07	0,02	0,04	0,18
Summa	99,5	100,1	99,3	100,2	99,1
ppm					
U	<30	<30	<30	<30	<30
Th	<30	<30	<30	<30	<30
Svitindex	3,6	2,2	1,9	2,3	(3,6)
Svit	Svagt	Medel-	Medel-	Medel-	(Svagt
	pacifisk	pacifisk	pacifisk	pacifisk	pacifisk)
Nomenklatur	Ryolit	Ryolit	Alkali-	Ryolit	(Kvarts-
Rittmann -52			ryolit		latit)

	6.	7.	8.	9.	10.
Bergart	Grå porfyr-	Porfyr	Porfyr	Porfyr	Porfyr
%	it 4	99	97	98	88
SiO ₂	62,9	77,5	73,1	72,5	75,4
TiO ₂	0,65	0,15	0,31	0,36	0,26
Al ₂ O ₃	17,5	12,3	13,8	14,0	13,1
Fe ₂ O ₃	2,97	0,33	0,75	1,07	0,97
FeO	0,94	0,51	0,70	0,60	0,36
MnO	0,09	0,05	0,06	0,06	0,05
CaO	3,10	0,23	0,67	0,90	0,79
MgO	2,67	0,27	0,44	0,73	0,50
Na ₂ O	4,24	3,61	3,59	3,15	4,28
K ₂ O	4,19	3,91	6,03	5,81	3,43
Loi	0,41	0,40	0,22	0,31	0,30
BaO	0,24	0,02	0,15	0,14	0,05
Summa	100,0	99,3	99,9	99,7	99,5
ppm					
U	<30	<30	<30	<30	<30
Th	<30	<30	<30	<30	<30
Svitindex	3,6	1,6	3,1	2,7	1,8
Svit	Svagt	Starkt	Svagt	Medel-	Medel-
	pacifisk	pacifisk	pacifisk	pacifisk	pacifisk
Nomenklatur	Kvarts-	Ryolit	Alkali-	Ryolit	Ryolit
Rittmann -52	latit		ryolit		

	11.	12.	13.	14.	15.
Bergart	Tuff	Tuff	Röd granit	Röd granit	Röd granit
%	<u>95</u>	<u>96</u>	<u>5</u>	<u>63</u>	Lok. 422
SiO ₂	73,7	66,4	68,9	66,6	66,1
TiO ₂	0,25	0,44	0,34	0,46	0,51
Al ₂ O ₃	15,4	17,4	16,6	17,6	16,3
Fe ₂ O ₃	0,91	1,25	1,2	1,8	2,1
FeO	0,42	0,95	0,7	1,3	1,7
MnO	0,07	0,10	0,08	0,11	0,10
CaO	0,34	1,21	1,1	2,1	2,7
MgO	0,56	1,74	0,54	1,1	1,4
Na ₂ O	1,13	2,42	4,0	4,1	3,5
K ₂ O	5,88	5,13	5,1	4,3	4,3
Loi	1,29	1,49			
H ₂ O > 105°			0,4	0,4	0,7
H ₂ O < 105°			0,2	0,3	0,3
BaO	0,04	0,12	0,09	0,10	0,11
P ₂ O ₅			0,05	0,13	0,19
Summa	100,0	99,0	99,3	100,4	100,0
ppm					
U	<30	<30	<20	<20	<20
Th	<30	<30	<30	<30	<30
Rb			180	200	150
Sr			100	170	220
Svitindex	1,6	2,4	(3,2)	(3,0)	(2,6)
Svit	Starkt	Medel-	(Svagt	(Medel-	(Medel-
	pacifisk	pacifisk	pacifisk)	pacifisk)	pacifisk)
Nomenklatur	Ryolit	Kvarts-	(Ryolit)	(Kvarts-	(Kvarts-
Rittmann -52		latit		latit)	latit)

	16.	17.	18.	19.
Bergart	Aplitlik	Röd porfyr	Felsit	Felsit
%	porfyr 27	S. Långsjön	Lönneberga	Gränberg
SiO ₂	70,8	71,5	77,6	76,7
TiO ₂	0,37	0,28	0,19	0,13
Al ₂ O ₃	15,0	15,5	13,0	14,3
Fe ₂ O ₃	1,6	1,3	0,6	0,8
FeO	0,4	0,3	0,2	<0,1
MnO	0,08	0,03	0,04	0,06
CaO	1,0	0,9	0,6	0,1
MgO	0,44	0,32	0,32	0,1
Na ₂ O	3,8	3,5	2,2	<0,1
K ₂ O	5,4	5,3	4,3	4,4
H ₂ O > 105°	0,3	0,6	0,6	1,5
H ₂ O < 105°	0,3	0,1	0,1	0,3
BaO	0,20	0,13	0,15	0,02
P ₂ O ₅	0,04	0,02	<0,01	<0,01
Summa	99,7	99,8	99,9	98,6
ppm				
U	<20	<20	<20	<20
Th	<30	<30	<30	<30
Rb	150	180	120	190
Sr	160	130	140	<10
Svitindex	3,0	2,7	1,2	0,6
Svit	Svagt	Medel-	Starkt	Extremt
	pacifisk	pacifisk	pacifisk	pacifisk
Nomenklatur	Ryolit	Ryolit	Ryolit	Kvarts-
Rittmann -52				latit

	20.	21.	22.	23.	24.	25.
Bergart	Gabbro	Diorit	Diorit	Uralit-	Diabas-	Diabas
%	<u>61</u>	Lok. 344	<u>60</u>	diabas <u>3</u>	porfyrir Lok. 499	<u>86</u>
SiO ₂	44,5	49,3	47,0	49,5	46,3	47,3
TiO ₂	0,92	1,1	1,2	0,89	0,96	3,9
Al ₂ O ₃	19,9	18,7	20,0	18,2	20,4	17,8
Fe ₂ O ₃	3,9	4,3	5,9	5,8	2,5	3,6
FeO	6,3	5,0	5,1	4,2	6,7	8,9
MnO	0,15	0,14	0,19	0,20	0,15	0,15
CaO	9,1	7,2	9,6	7,9	9,7	7,0
MgO	7,9	5,5	4,6	5,3	6,2	4,8
Na ₂ O	2,5	2,8	3,4	2,5	2,3	3,3
K ₂ O	1,0	2,3	1,7	1,2	1,0	1,5
H ₂ O > 105°	2,4	2,1	1,4	2,9	2,3	0,8
H ₂ O < 105°	0,3	0,3	0,3	0,4	0,2	0,4
BaO	0,06	0,13	0,12	0,07	0,05	0,08
P ₂ O ₅	0,23	0,4	0,42	0,29	0,20	1,1
Summa	99,2	99,3	100,9	99,4	99,0	100,6
ppm						
V	140	170	190	180	130	150
Cr	25	30	10	40	45	25
Co	65	45	35	80	50	55
Ni	50	30	5	25	40	35
Sr	1500	1100	1500	920	750	760

Katjonprocenttal, anjoninnehåll och Niggilivärden. Analysnumren motsvarar de i tabell 1.

Analys	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.
Si	65,2	71,6	73,9	71,5	61,8	58,3	73,5	68,4
Ti	0,28	0,16	0,09	0,14	0,40	0,45	0,10	0,21
Al	16,5	14,1	13,1	14,2	18,4	19,1	13,7	15,2
Fe ³⁺	0,56	0,53	0,27	0,52	0,72	2,06	0,23	0,52
Fe ²⁺	0,78	0,28	0,25	0,27	1,17	0,72	0,40	0,54
Mn	0,07	0,03	0,03	0,01	0,07	0,07	0,04	0,04
Mg	1,01	0,61	0,14	0,50	2,12	3,68	0,38	0,61
Ca	1,18	0,54	0,35	0,52	1,72	3,07	0,23	0,67
Na	8,01	5,85	5,90	5,81	7,79	7,61	6,63	6,51
K	6,42	6,28	5,96	6,54	5,75	4,95	4,72	7,20
Summa	100,0	100,0	100,0	100,0	99,9	100,0	99,9	99,9
O	166	172	174	172	163	162	174	169
OH	2	3	1	2	3	3	3	1
Summa	168	175	175	174	166	165	177	170
si	341	473	546	473	284	229	531	405
qz	90	213	271	210	59	30	266	143
al	43	47	48	47	42	38	50	45
fm	13	10	5	9	19	26	8	10
c	6	4	3	3	8	12	2	4
alk	38	40	44	41	31	25	41	41
mg	0,41	0,41	0,20	0,38	0,51	0,56	0,35	0,35
k	0,44	0,51	0,50	0,52	0,42	0,39	0,41	0,52
ti	1,47	1,07	0,68	0,98	1,88	1,77	0,77	1,29
h	5,05	8,29	3,73	6,63	7,18	4,97	9,13	4,06
w	0,42	0,65	0,52	0,65	0,37	0,73	0,36	0,49
T	5,38	6,40	4,47	6,02	11,08	12,83	8,58	4,46
t	-0,80	2,80	1,84	2,55	3,18	0,75	6,90	0,48

Tabell 2.

Analys	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.
Si	68,3	70,9	70,8	63,7	64,6	61,8	62,2
Ti	0,25	0,18	0,18	0,31	0,23	0,32	0,36
Al	15,5	14,5	17,4	19,7	18,4	19,3	18,1
Fe ³⁺	0,75	0,68	0,65	0,90	0,84	1,25	1,48
Fe ²⁺	0,47	0,28	0,33	0,76	0,54	1,00	1,33
Mn	0,04	0,03	0,05	0,08	0,06	0,08	0,07
Mg	1,02	0,70	0,80	2,48	0,75	1,52	1,96
Ca	0,90	0,79	0,55	1,24	1,10	2,08	2,72
Na	5,75	7,80	2,10	4,50	7,27	7,38	6,38
K	6,97	4,11	7,21	6,28	6,10	5,09	5,16
Summa	100,0	100,0	99,9	100,0	99,9	99,8	99,8
O	169	172	171	164	167	165	165
OH	2	2	8	10	3	2	4
Summa	171	174	179	174	170	167	169
si	394	451	455	308	335	263	277
qz	147	199	235	104	97	69	74
al	45	46	56	48	48	44	40
fm	13	11	12	20	12	18	22
c	5	5	2	6	6	10	12
alk	37	38	30	26	35	29	26
mg	0,44	0,40	0,43	0,58	0,34	0,39	0,40
k	0,54	0,34	0,77	0,58	0,45	0,40	0,44
ti	1,46	1,16	1,15	1,53	1,24	1,46	1,60
h	5,61	5,98	26,53	23,02	6,51	5,66	9,78
w	0,61	0,70	0,66	0,54	0,60	0,55	0,52
T	8,09	8,26	26,08	21,47	12,94	15,51	14,54
t	2,85	3,20	23,83	15,47	7,01	5,79	2,23

Tabell 2. (forts.).

Analys	16.	17.	18.	19.
Si	66,5	67,3	74,1	76,3
Ti	0,26	0,19	0,13	0,09
Al	16,6	17,2	14,6	16,8
Fe ³⁺	1,15	0,92	0,43	0,59
Fe ²⁺	0,31	0,23	0,15	0,08
Mn	0,06	0,02	0,03	0,05
Mg	0,61	0,44	0,45	0,14
Ca	1,00	0,90	0,61	0,10
Na	6,92	6,38	4,07	0,19
K	6,47	6,36	5,24	5,58
Summa	99,9	99,9	99,8	99,9
O	168	168	175	177
OH	2	4	4	10
Summe	170	171	179	187
sil	365	383	540	622
qz	118	138	304	428
al	46	49	53	68
fm	12	9	9	7
c	6	5	5	1
alk	37	36	34	24
mg	0,28	0,27	0,42	0,16
k	0,48	0,49	0,56	0,96
ti	1,43	1,12	0,99	0,79
h	5,16	10,12	13,92	40,57
w	0,78	0,79	0,72	0,87
f	8,83	12,65	19,38	44,79
t	2,89	7,21	14,50	43,86

Tabell 2. (forts.).

Analys	20.	21.	22.	23.	24.	25.
Si	42,4	47,2	44,1	48,2	44,4	44,9
Ti	0,65	0,79	0,84	0,65	0,69	2,78
Al	22,4	21,1	22,1	20,9	23,1	19,9
Fe ³⁺	2,79	3,10	4,16	4,25	1,80	2,56
Fe ²⁺	5,02	4,00	3,99	3,42	5,37	7,06
Mn	0,12	0,11	0,15	0,16	0,12	0,12
Mg	11,23	7,85	6,42	7,69	8,36	6,78
Ca	9,29	7,39	9,64	8,24	9,97	7,11
Na	4,62	5,20	6,18	4,72	4,27	6,06
K	1,21	2,81	2,03	1,49	1,22	1,81
P	0,18	0,32	0,33	0,23	0,16	0,88
Be	0,02	0,04	0,04	0,02	0,01	0,02
Summa	99,9	99,9	100,0	100,0	100,0	100,0
O	145	150	150	149	148	154
OH	15	13	9	19	15	5
Summa	160	163	159	168	163	159
si	100	127	111	129	110	119
qz	-28	-16	-30	-4	-17	-23
al	26	28	28	28	29	26
fm	45	41	37	42	40	44
c	22	20	24	22	25	19
alk	7	11	10	8	7	10
mg	0,58	0,52	0,43	0,49	0,54	0,41
k	0,20	0,35	0,24	0,24	0,22	0,23
ti	1,54	2,13	2,13	1,74	1,71	7,40
h	17,92	18,09	11,05	25,21	18,19	6,73
w	0,35	0,43	0,51	0,55	0,25	0,26
p	0,21	0,43	0,42	0,32	0,20	1,17
T	19,40	17,67	17,53	19,64	21,71	15,98
t	-2,48	-2,39	-6,93	-2,49	-2,98	-3,02

Tabell 2. (forts.).

PETROGRAFISKA PROVINSER

Becke urskilde två typer av petrografiska provinser: 1. Pacifisk och 2. Atlantisk. Niggli tillfogade en tredje typ: Meditterran. Den förstnämnda är kalkalkalin, den andra alkalin och den tredje kalirik (Rittmann 1960 p. 118). Ett index kan erhållas med utgångspunkt från de kemiska analyserna. Detta index avgör provinskaraktären:

$$\sigma = \frac{(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})^2}{\text{SiO}_2 - 43} \quad (\text{Rittmann 1960 p. 122}).$$

För de analyserade bergarterna i föreliggande arbete erhålles värden mellan 0,6 och 3,6. Bergarterna är således pacifiska och framförallt medelpacifiska. De välbevarade porfyreerna är väsentligen svagt pacifiska, medan tufferna tenderar mot starkt pacifiska sammansättningar (se tabell 1).

DE BASISKA VULKANITERNÄ INOM SJÖGELÖMRÅDET

Dessa bergarter ligger egentligen utanför undersökningsområdet (cf. Nordenskjöld 1894 a p. 108), men exkursioner har företagits inom dessa bergarter för att klargöra relationerna till vulkaniterna samt graniterna inom undersökningsområdet. Några iakttagelser skall redovisas. Det basiska vulkanitmassivet vid Karlstorp är uppenbart överdimensionerat på Nordenskjölds karta (1894 a p. 108). Norr om Kolsjön finns tuffer, som visar stora likheter med dem vid Lönneberga samt inom undersökningsområdet. Vid Kolsjön är de dock delvis mer basiska. Uppenbarligen har dessa tuffer således en mycket stor utbredning inom de södra delarna av Sjögelöområdet. De agglomeratiska leden tycks framförallt vara bundna till nordligt belägna zoner inom detta tuffområde, och de enskilda fragmenten är utvalsade i en WNW-lig riktning. Den basiska vulkaniten vid Karlstorp är äldre än omgivande graniter, vilka även här blir finkornigare mot kontakterna. Den basiska vulkaniten finns blottad exempelvis nära Karlstorps kyrka. Det är en gråsvart, tät bergart med ljusare partier av grågrön färg (bl.a. genom epidot). Den har en krypto- till mikrokristallinisk grundmassa med sericit, epidotmineral, titanit, malmmineral och klorit. Stora epidotaggregat finns, innehållande mikroklin, delvis pertitisk, kvarts och apatit. Bergarten är strökornsfattig dvs. mindre än 5% utgörs av strökorn. Som strökorn finns plagioklas med en

maximal An-halt av 30% dvs. sammansättningen är på gränsen mellan oligoklas och andesin. En stor del av plagioklasen är dock omvandlad. Mikroclin (nybildad), epidot och sericit förekommer i plagioklasen. I grundmassan finns plagioklas, sericit, epidot, pertitisk mikroclin, titanit, kvarts (även sekundär), malmineral (även svavelkis), mikroclin, biotit (X ljusbrungrön Y=Z olivgrön-brun; X färglös Y=Z grön; X ljusgrön Y=Z olivgrön), ljusgrön klorit, zoisit, apatit och zirkon. Som tidigare nämnts kan denna basiska, täta vulkanit bli dioritlik i de perifera delarna. Termen basisk vulkanit har bibehållits i detta sammanhang från Nordenskjölds beskrivning över bergarterna (1894 a). De ingående mineralen pekar kanske snarare på en intermediär sammansättning.

Även det enligt Nordenskjöld (1894 a) intermediära Nymålagranofyr-massivet har uppsökts. Dess kontakter mot den gröna tuffen av Lönnebergatyp påträffades (N 60W brant S; N 82W 85N till vertikalt). Dessa kontakter visar, att tuffen är den äldre bergarten. Att tuffen får en tät, marginell facies motsäger ej detta. Detta sker över en sträcka av 10-20 meter. Nymålabergarten tycks innehålla fragment och sjok av tuffen. Även detta tyder på att tuffen är den äldre bergarten. Den är dessutom den yngsta extrusiva bergarten inom undersökningsområdet. Beträffande åldersställningen har dock Nordenskjöld en avvikande uppfattning (Nordenskjöld 1894 a p. 49). I de få slip som tagits av Nymålagranofyren har ingen granofyrtextur i större skala kunnat påträffas. Grundmassan är tät, svart och innehåller stora vita rektangulära fältspatströkorn, uppemot fem mm långa, samt gröna epidot-aggregat, uppemot en cm stora. Grundmassan är mikrokristallinisk. Strökorn förekommer till en mängd av uppskattningsvis 20-25%. Uppenbart är Nymålagranofyren påverkad av omgivande graniter. De basiska vulkaniterna i Sjögelöområdet tycks därmed falla tidsmässigt mellan graniterna och den gröna tuffen. De basiska vulkaniternas åldersrelationer till de basiska djupbergarterna är oklar, men det tycks som om Katebodioriten är yngre än Nymålabergarten. Man bör dock ha i åtanke, att en möjlighet föreligger för att vissa av de basiska vulkanitmassiven kan vara omvandlade i till synes basiska plutonitliknande bergarter. Noggrannare undersökningar måste göras för att slutgiltiga uppfattningar om åldersförhållandena skall kunna redovisas. Ovan angivna iakttagelser är mera att uppfatta som författarens intryck vid exkursioner.

GÅNGBERGARTERNA INOM UNDERSÖKNINGSOMRÅDET

Ett antal olika typer av gångbergarter finns inom undersökningsområdet. Dessa utgöres av granit- och gångporfyrrer samt olika typer av diabaser. Såsom tidigare relaterats bör dessa hypabyssiska bergarter sättas i samband med de plutoniska och vulkaniska bergarterna. Mehnert skriver, att de flesta granitmassiv har gångsystem av granitporfyrrer med ett finkornigt granitiskt matrix, och dessa kan följas av porfyrrer med mikrokristalliniskt, felsitiskt matrix. Bergarterna i dessa gångsystem härrör från samma magma (Mehnert 1968 pp. 174-176).

Granitporfyrrer och gångporfyrrer

Termen granitporfyr används i denna uppsats om de gångporfyrrer, som har en tydligt kristalliserad grundmassa. Även Erdmann använder denna term (Erdmann 1891 p. 634). Dessa gångbergarter har ett varierande utseende. Det finns även typer (utanför undersökningsområdet), som geografiskt utgör större massiv mellan graniter och porfyrrer. Denna typ har ej någon egentlig gångform. Det granitporfyriska utseendet uppkommer genom att strökornsstorlek och strökorntäthet successivt ökar. Nämnade typer har dock ej, av vad som kan ses inom området, en klart intrusiv prägel utan utgör mindre "massiv". Granitporfyrlika bergarter av annan genes än den rent hypabyssiska finns sålunda troligen. Granit- och gångporfyrerna bildar framförallt gångar i NW - SE. Vissa har dock en rundad form och genomsätter den äldre berggrunden som pluggar ("stocks"). Dessa bergarter är intrusiva i porfyrerna. Förmodligen är de dessutom yngre än graniterna.

På flera håll i Småland (särskilt i de östra delarna) har man konstaterat en förekomst av blandade gångar. En inre centralgång utgöres då av granitporfyr, och denna omgives på båda sidor av gångliknande band av porfyr. Bergarterna visar ej några övergångar till varandra. Enligt Nordenskjöld bör de båda bergarterna komma ur samma magma, och de inre delarna bör vara yngst (Nordenskjöld 1893 pp. 23-27). Inom undersökningsområdet motsvaras den s.k. porfyrn av en uralitdiabas. Enligt Oftedahl (1957) introducerades termen "composite dike" av Judd (1893). Enligt denne kunde det röra sig om en differentiation eller en injektion av olika material i samma spricka. Zirkel (1894) och Rosenbusch (1896) använde termen "gemischte Gänge". Enligt Rosenbusch uppkom de blandade gångarna genom en differentiation. Brögger använde termen "complementäre Gänge". En synonym var "diaschiste Gänge", och

dessa var differentierade in situ. Vanliga gångar kallades då "aschiste Gänge". Enligt Brögger var båda magmorna fluida vid tiden för intrusionen, men de blandades ej. Holgate (1954) anslöt sig till Bröggers uppfattning angående lösningars oblandbarhet (Historik efter Oftedahl 1957 pp. 3-11). De av Eichstädt undersökta gångarna har också en riktning i NW - SE. Eichstädt menar, att hela sprickan kan ha fyllts på en gång, och uralitdiabasen har då kristalliserat först. Granitporfyren har sedan utkristalliserat ur den gemensamma magman. Alternativt kan sprickan ha öppnats två gånger och fyllts med först den ena och sedan den andra bergarten. Eichstädt har dock uppfattningen, att det är märkligt, att uralitdiabasen i sistnämnda fallet förekommer på båda sidor om granitporfyren (Eichstädt 1884 p. 710). Blandade gångar har också beskrivits av Sederholm (1895 p. 11).

Granitporfyren 15 (c:a 1,4 km WSW Storebro) har en gråsvart, finkristallinisk, tät grundmassa med svarta, större stänk av framförallt malmmineral, epidotmineral och glimmermineral. Rektangulära 1-2 cm långa fältspatströkorn av ljusröd till grå färg finns. Grundmassan är tydligt inhomogen. Aggregat ingår av hornblände, glimmer, klorit, malmmineral, leukoxen och pennin. I dessa aggregat finns även kvarts, vilken kan vara krossad och undulös. Plagioklasen har en maximal An-halt av 31% dvs. sammansättningen är sur andesin. En sericitisering och epidotisering har drabbat plagioklasen. Poikilitiskt innesluten kvarts har observerats. Plagioklasströkornen är krossade och uppvisar ofta en zonering. Av öriga strökorn förekommer mikroklin, delvis pertitisk samt möjligen kvarts. Hornblände förekommer relativt rikligt. Det är ställvis uralitiskt. Pleokroismen är X gräsgrön Y gulaktigt grön och Z grön. Dubbelbrytningen är $n' - n'' = 0,022$. Biotiten har pleokroismen X ljus gulbrun Y=Z brun eller gräsgrön. Titanitnålar finns i kloritiserad biotit. Biotiten är omvandlad till pennin efter spaltytorna. Pennin uppträder med anomala interferensfärger och har en pleokroism i ljusgulbrunt till ljusgrönt. En omvandling hornblände → biotit → klorit tycks vara för handen. Övriga mineral är epidot, titanit, malmmineral, muskovit, apatit, ljusgrön klorit, zirkon, klinozoisit, leukoxen och röd järnoxidsubstans.

Granitporfyren 44 (2,6 km ENE Gissesåle) är en röd bergart med relativt tät grundmassa och otydligt utbildade strökorn, delvis till följd av dessas likaså röda färg. Strökornen är upp till en cm långa. Makroskopiskt har bergarten ett delvis "granitiskt" utseende. Grundmassan är mikroskopiskt mycket ojämnkornig samt oftast mikrokristallinisk. Den kan dock vara både tätare och grövre. Sfäroliter har existerat men är omvandlade. Aggregat finns av: 1. pennin, titanit och epidotmineral 2. titanit, malmmineral, sericit och epidotmineral samt 3. malmmineral, titanit, epidotmineral, glimmer och klorit.

Strömkorn förekommer av mikroklin, oftast pertitisk, plagioklas och kvarts. Plagioklasen är sericitiserad, epidotiserad och albitiserad. I flera fall finns en vacker zonering och i något fall är randzonen albit. Plagioklas-tavlorna är ofta krossade och böjda. Maximal An-halt är 35%, vilket svarar mot sur andesin. Plagioklasströmkornen är på de flesta ställen omgivna av en pertitmantel. Den pertitiska mikroklinen förekommer i flera utbildningsformer men oftast som en "patch"-pertit och då oftast med tydlig albit. Biotit ingår mycket sporadiskt. Den har pleokroismen X färglös Y=Z mörkbrun eller X ljusgrön Y=Z mörkbrun. I övrigt finns ljusgrön klorit, zoisit, kalcit, apatit, zirkon, ortit samt röd järnoxidsubstans.

Granitporfyren 50 (2 km SW - WSW Råddehult) är en tät, svavelkisbemängd, grå- till grönaktig bergart med ljusröda, rektangulära fältspatströmkorn av cirka 1,5 cm längd. Grundmassan är mikro- till kryptokristallinisk. Den är grumlig av malmmineral samt sericit. Granofyrliknande partier finns i grundmassan. Grundmassan är även sfärolitförande. En stor del av sfäroliterna är dock stadda i omvandling. Aggregat finns av malmmineral, titanit, epidotmineral, glimmer och klorit. Strömkorn utgöres framförallt av plagioklas men även mikroklin, delvis pertitisk och kvarts. Plagioklasströmkornen är omvandlade till sericit, epidotmineral och även kalcit. Den maximala An-halten är 31% dvs. sammansättningen är sur andesin. Små kvartskorn ligger ofta inneslutna i plagioklaskristallerna. Biotiten har pleokroismen X ljust gul Y=Z brun. Den är nästan fullständigt omvandlad till klorit. I övrigt finns apatit, muskovit, zirkon och klinozoisit. Hornblände har troligen ingått tidigare i denna bergart men är omvandlat.

Gångporfyren 51 (cirka 2,7 km ENE Gissesåle) är en speciell typ. Bergarten är intrusiv i porfyr, och den har en rundad yttre form (plugg) med en diameter av cirka åtta meter. Makroskopiskt har den en mörkbrun, mycket tät grundmassa med 10-15 mm långa, ljusröda fältspatströmkorn samt mindre (3-4 mm), väl utskilda kvartskorn. Mikroskopiskt är grundmassan kryptokristallinisk, och den är finpudrad med glimmer (även biotit) och malmstoft (fig. 36). Aggregat finns av epidotmineral, biotit, malmmineral, titanit och apatit. Strömkornen utgöres framförallt av pertitisk mikroklin men även av plagioklas, mikroklin och rundad kvarts. Den förstnämnda finns utbildad som en vacker "patch"-pertit med tydlig albit. Plagioklasströmkornen är tydligt zonerade och har tvillingar av albit-, periklin- och Karlsbadtyp. Den maximala An-halten är 30%, vilket svarar mot gränsen oligoklas - andesin. Kvartsen är undulös och delvis krossad. Liksom i föregående bergart kan kvartsen ha ett dropplikt, "sekundärt" utseende. Titanitkransar förekommer ofta runt kvartsen. Hornblände har existerat men är omvandlat till biotit. Den har pleokroismen

X ljusbrun Y=Z mörkbrun eller X ljusbrungrön Y=Z brungrön. "Kink bands" är vanliga. I övrigt förekommer sericit, ljusgrön klorit, pennin, muskovit, leukoxen, apatit, zirkon, kalcit och röd järnoxidsubstans.

Granitporfyren 52 (2,1 km ENE Gisseskalle) är en röd bergart med tät grundmassa. Röda till vita fältspatströkorn av en cm storlek och rektangulär form finns. Mikroskopiskt är grundmassan kryptokristallinisk. Den är dock ställvis förgrovad. Sfäroliter existerar rikligt. En tydlig fluidaltextur finns i grundmassan. Strökornen utgörs av framförallt pertitisk mikroklin, men även plagioklas, mikroklin och kvartsströkorn förekommer. Plagioklasen har en maximal An-halt av 32%, svarande mot sur andesin. Plagioklastavlorna är ställvis böjda. Albit- och periklintvillingar finns. Kvartsen är undulös och krossad. Hornblände finns i mindre mängd och är delvis uralitiserat. Pleokroismen går i ljusgrönt till olivgrönt. Biotiten har pleokroismen X ljusgrönbrun Y=Z mörkbrun. I övrigt förekommer sericit, epidot, titanit, muskovit, malmmineral, ljusgrön klorit, pennin, apatit, kalcit, leukoxen, flusspat och klinozoisit.

Granitporfyren 71 (1,8 km ESE Råddehult) har en grågrön-röd, tät grundmassa med röda till röd vita fältspatströkorn (upp till 15 mm långa). Grundmassan är mikrokristallinisk och inhomogen. En svag fluidaltextur finns utbildad. Aggregat förekommer av epidotmineral, titanit, malmmineral, apatit och pennin. Ådror föreligger av epidotmineral, titanit och pennin samt av kvarts, epidotmineral och pennin. Plagioklasströkorn överväger, men som vanligt ingår de av pertitisk mikroklin och kvarts. Plagioklasen är sericitiserad, epidotiserad och albitiserad. En vacker zonering föreligger i många fall. Albitmantlar har då kunnat observeras. Albit-, periklin- och Karlsbadtvillingar förekommer. Hornblände ingår relativt rikligt, med pleokroismen X ljusgulbrun Y grön Z grön. Dubbelbrytningen är $n' - n'' 0,014$. Även uralitiska typer existerar. Biotiten har pleokroismen X ljusgrön Y=Z mörkbrun. I övrigt förekommer kalcit, zoisit, zirkon och röd järnoxidsubstans.

Granitporfyren 74 (2 km ESE Råddehult) har en gråsvart, tät grundmassa med lätt röda till vita fältspatströkorn, vilka är maximalt 15 mm långa och av rektangulär form. Grundmassan är mikrokristallinisk med kryptokristalliniska partier. En viss parallellorientering samt fluidaltextur kan spåras hos de mafiska beståndsdelarna. Aggregat av granulerad, undulös kvarts samt malmmineral, titanit, apatit, epidotmineral, klorit och hornblände uppträder. Strökorn förekommer av plagioklas och mikroklin, delvis pertitisk. Plagioklasen är korroderad, sericitiserad samt epidotiserad. En brunpigmentering är vanligt förekommande. En vacker zonering kan ställvis ses. Nybildad

mikroklin finns i kristallerna. Den maximala An-halten är 27%, svarande mot basisk oligoklas. Albit-, periklin- och Karlsbadtvillingar förekommer. Mindre kristaller av pertitisk mikroklin finns ofta i nära anslutning till plagioklasströkornen. Hornblände existerar rikligt. Pleokroismen är X ljus gulbrun Y ljusgrön Z mörkgrön. Dubbelbrytningen är $n' - n''$ 0,018, medan uralitiska typer normalt har 0,010. Eventuellt kan pyroxenkärnor finnas i hornbländet. Biotiten har pleokroismen X ljusbrungrön Y=Z mörkbrungrön eller X ljusbrun Y=Z mörkbrun. "Kink bands" är vanliga. Dubbelbrytningen är $n' - n''$ 0,033. Övriga mineral är ljusgrön klorit, pennin, klinozoisit, zoisit, zirkon (även i biotit) och röd järnoxidsubstans.

Slutligen beskrivs granitporfyren 85 (2,5 km NW Gisseskalle). Denna bergart har en tät, rödbrunsvart grundmassa med rektangelformade fältspatströkorn av rödlätt till röd färg (upp till två cm långa). Svavelkis kan ses makroskopiskt. Mikroskopiskt är grundmassan mikro- till kryptokristallinisk och relativt jämnkornig. Aggregat finns av glimmer, titanit, malmmineral och epidotmineral. Strökorn förekommer av plagioklas och mikroklin, delvis pertitisk. Plagioklasen är korroderad, brunpigmenterad, sericitiserad och epidotiserad. Den maximala An-halten är 31,5%, svarande mot sur andesin. Albit- och periklintvillingar förekommer. Mindre kristaller av pertitisk mikroklin kan omge plagioklasen. Mindre korn förekommer av hornblände. Biotiten har pleokroismen X ljusbrungrön Y=Z mörkbrungrön eller X ljusbrun Y=Z mörkbrun. En del av mikroklinen är nybildad. Övriga mineral som förekommer är ljusgrön klorit, pennin, zoisit, klinozoisit, apatit, zirkon och kalcit.

Mineralparagenesen i dessa gångbergarter är således likartad med den i porfyrier och graniter. Beträffande point counter-analyser och strökornsstorlekar m.m. hänvisas till tabellerna i slutet av uppsatsen (tabellerna 6 och 7).

Diabaser

En sammansatt gång finns av uralitdiabas och granitporfyrr. Uralitdiabasen förekommer dock endast på en sida om granitporfyren. Denna lokal är belägen 1,4 km WSW Storebro (lokal 26). Uralitdiabasen är 0,5-1 m bred och går i riktningen N 85E 78N. Granitporfyrens bredd kan uppskattas till cirka fem meter. Den är dock ej synlig över hela bredden. Strökornens storlek i granitporfyren avtar i riktning mot den omgivande "normala" porfyren. Uralitdiabasen skickar in apofyser i granitporfyren, varför det kan anses

troligt, att den är yngre men har utnyttjat samma sprickor som granitporfyren. Detta utnyttjande av samma spricka anser Nordenskjöld vara vanligt (Nordenskjöld 1894 a pp. 56-58). Vid Hattberget (SSE Storebro) finns exempel på en uralitdiabas, som genomsätter en granitporfyr. Det är således helt tydligt, att det rör sig om två skilda faser i bergartsutvecklingen.

Liksom granitporfyrrerna förekommer diabasporfyriterna i en NNW-lig till NW-lig riktning. Åldersrelationerna mellan diabasporfyriter och uralitdiabaser har ej kunnat klarläggas, men sannolikt är bergarterna relativt samtidiga. Uralitdiabaserna visar såsom nämnts mestadels riktningarna NNW - NW och NE - ENE, men även flera andra riktningar är representerade. Ett antal svarta diabaser förekommer även, vilka uppenbarligen är yngre än uralitdiabaserna, då de skär de senare. Dessa svarta diabaser har i några fall en nordlig riktning. En av dessa nordliga diabaser uppträder i kontakt med granitporfyr (cirka 3,2 km SSE Storebro). Tidsskillnaden mellan intrusionerna av de olika diabaserna anses av förf. som relativt liten.

Diabasporfyriter

Några få diabasporfyriter har iakttagits strykande i en NW-lig till NNW-lig riktning. De är de bredaste gångarna inom området, med upp till maximalt 50 meters bredd. Normalt är bredden cirka 10 meter. De spetsar generellt ut mot norr. De har stora rektangulära plagioklasströkor av vit till lätt grön färg. Dessa finns ansamlade i rundade anortositiska partier, upp till två dm stora. Dessa anortositiska partier kan förklaras genom att tidigt kristalliserad plagioklas ansamlades genom gravitativ ackumulation i de övre delarna av magmakammaren (cf. e.g. Gorbatshev 1961 pp. 17-23). Plagioklasen är normalt euhedral, och detta anses bero på att den har en hög kristallisationsstyrka (Moorhouse 1959 p. 183) men även på dess mängd i förhållande till pyroxenen. Denna typ av diabas har även urskilts av Asklund tillsammans med uralitiska diabaser och kvartsdiabaser (Asklund 1928 pp. 29-46). Dessutom finns enligt Asklund (1923) porfyritiska bronzitdiabaser, vilka skulle vara associerade med uralitdiabaserna och således vara av subjotnisk ålder (Gorbatshev 1961 pp. 4-6). Dessa finns dock ej i undersökningsområdet. I nordöstra Småland och södra Östergötland har en annan indelning gjorts av Asklund, delvis efter diabasernas mineralinnehåll. De bergarter som urskilts är diabasporfyriter, normala pyroxendiabaser samt olivinförande pyroxendiabaser. I diabasporfyrit-

erna förekommer pyroxener av typerna hypersten och hyperstenaugit. I de normala pyroxendiabaserna finns likaså hyperstenaugit (Asklund 1923 pp. 260-262). Pyroxenerna i diabaserna är mycket ofta omvandlade i en iddingsitliknande substans av gulbrun färg (Asklund och Sandegren 1923 p. 28).

Diabasporfyriterna är att betrakta som tholeiitiska. Tholeiiter karakteriseras mineralogiskt av existensen av en reaktionsrelation mellan Mg-olivin och Ca-fattiga pyroxener nämligen ortopyroxen och pigeonit. Dessutom förekommer fri kvarts generellt i undersökningsområdets diabastyper. Mg-olivin är vanligen frånvarande i tholeiitiska vulkaniska bergarters grundmassa. I denna differentiat kan däremot Fe-olivin uppträda (Kuno 1968 p. 625 cf. Edwards 1942 pp. 595-597; Wilkinson 1968 pp. 164-182). I diabasporfyriterna och de svarta diabaserna ingår en pigeonitisk augit. I de svarta diabaserna förekommer dessutom ortopyroxen. Detta tyder delvis på att bergarterna är tholeiitiska. Enligt Poldervaart och Hess är kristallisationsförloppet det följande: Vanligen kristalliserar Mg-olivin först. Om olivin ej utbildas i fortsättningen, når magman snart sammansättningen, där olivin reagerar med smältan och bildar en Mg-rik ortopyroxen. Rombisk pyroxen fortsätter att kristallisera tills dess att magmans avkylningskurva skär pyroxeninversionskurvan. Detta sker mycket ofta vid Mg:Fe-förhållandet 70:30. Från denna punkt kristalliserar pigeonit tills tvåpyroxengränsen nås vid omkring Mg:Fe-förhållandet 45:55. Mg-rik augit börjar vanligen att kristallisera kort tid efter olivinkristallisationsperioden (motsatsen har dock noterats). Augiten blir successivt mera järnrik och kristalliserar vid sidan om olivin, sedan ortopyroxen och slutligen pigeonit tills dess att tvåpyroxengränsen nås. Vad som händer där är oklart, men möjligen sker en reaktion mellan Ca-fattig pyroxen och magman. Då kan fayalitisk olivin eller kanske en amfibol bildas (Poldervaart och Hess 1951 pp. 478-480 cf. Deer et al. 1963 pp. 149-151). I hypabyssiska bergarter är händelseförloppet något annorlunda. Mg-pigeoniter kristalliserar vid temperaturer något ovanför inversionstemperaturerna och kan lätt invertera i en rombisk form. Detta sker som regel, innan den vanliga augiten kan kristallisera (Poldervaart och Hess 1951 p. 482 cf. Muir 1954 p. 384; Wilkinson 1968 pp. 182-184). Vid en undersökning av basalter och andesiter i nordöstra Japan har följande kristallisationsförlopp kunnat ses hos pyroxenerna: i det intratelluriska stadiet - hyperstenfenokrister, under eller just innan extrusionen - hypersten och/eller pigeonitmikrofenokrister och i det effusiva stadiet - små kristaller av pigeonitisk augit ("subcalcic augite"). Detta förlopp är även funnet hos dolerit- och gabbrointrusioner (Kuno och Nagashima 1952 pp. 1000-1002 cf. Kuno 1936). Då jämviktsförhållande

råder, innehåller basaltiska bergarter två pyroxener - augit och pigeonit eller ortopyroxen. Undantag har dock konstaterats. Olivin kan ta orto-pyroxenens eller pigeonitens plats. Då ofullständig jämvikt råder, kan alla tre pyroxentyperna närvara med eller utan olivin (Poldervaart och Hess 1951 pp. 472-474).

Diabasporfyrit 92 är belägen cirka 1,1 km ENE Faggemåla. Bergarten har en grönsvart, finkornig till fint medelkornig grundmassa med divergentstråliga plagioklaslister. Oftast finns rektangulära fältspatströkorn av vit till grå-grön färg, uppemot en cm långa. Makroskopiskt kan tydlig svavelkis ses. Aggregat finns med pennin, klorit, uralit samt malmmineral. Den porfyriskäldre generationen av plagioklas är kraftigt omvandlad genom sericitisering, epidotisering och albitisering. En zonering är tydlig, och en albitmantel kan ses i flera fall. Albit-, periklin- och Karlsbadtvillingar existerar. Den maximala An-halten är 65%, svarande mot basisk labrador. Kvarts samt uralitiskt hornblände kan finnas inneslutna i plagioklasen. Dessutom ingår rikligt med sericit, epidotmineral, kalcit, muskovit och titanit. Epidot- eller penninådror kan genomsätta plagioklasströkornen. Pyroxenen har sin begränsning bestämd av plagioklasen och kan t.o.m. växa in i albittvillingarna. Texturen är enligt Krokström (1952) huvudsakligen subdoleritisk, då kornen släcker olika. Pseudomorfoser av stora kristaller av olivin kan påträffas. Omvandlingsprodukter är serpentin, talk, tremolit, malmkorn och iddingsit. Malmkornen är arrangerade efter olivins oregelbundna spaltytor. Serpentinens tvåaxlig med liten, troligen positiv axelvinkel. Talken har höga interferensfärger och påminner mycket om muskovit. Pyroxenen är även kraftigt omvandlad, särskilt i de yttre delarna, och då vanligen till uralit. Ofta finns även pennin och malmkorn som omvandlingsprodukter. Pyroxenens färg är oftast något brun- eller grönaktig med svag eller ingen pleokroism. 2 V_Y-värden ger 36-38° (mätning av ett optiskt axelutträde), 44-45° (mätning av två optiska axelutträden) och 47-50° (mätning av två optiska axelutträden). De låga 2 V-värdena indikerar en låg Ca-halt, och denna augit kan benämnas pigeonitisk ("subcalcic"). Pyroxenen är som tidigare nämnts delvis omvandlad till uralit. Denna senare är ljusgrön med svag eller ingen pleokroism. Den är strålig samt prismatisk. Uraliten är i sin tur omvandlad till klorit. Kloriten kan vara ljusbrun med svag pleokroism (2-axlig positiv) dvs. möjligen proklorit. Uraliten är däremot 2-axlig negativ, och den har en liten utsläkningsvinkel. Kärnor med något starkare pleokroism i grönt kan ofta ses i uralittavlorna. Dessa kärnor kan vara en tidigare pyroxen. Malmmineralen är ofta titanitomkransade. Makroskopiskt har som nämnts svavelkis kunnat observeras. I övrigt finns epidot, klinozoisit, leukoxen och apatit.

Diabasporfyr 93 (cirka 0,9 km NE Faggemåla) är också en grönsvart bergart med tydliga divergentstråliga plagioklaslister. Tydlig pyrit kan urskiljas i bergarten. Stora plagioklaskristaller finns av rektangulär form (den största 2 x 0,7 cm). Denna porfyriska generation är av vit till grågrön färg. Plagioklaskristallerna är ställvis anrikade så att rundade decimeterstora anortositiska aggregat finns. Uppenbart existerar flera generationer av plagioklas. Den porfyriska äldre generationen är kraftigt omvandlad och kan förträngas av pyroxen, vilken t.o.m. kan bilda åderlika former. Pyroxenen har ej enhetlig utsläckning, varför texturen enligt Krokström (1932) huvudsakligen är subdoleritisk (fig. 38). Aggregat av klorit (pennin) förekommer. I dessa aggregat kan även uralit, sericit, muskovit och förmodligen tremolit återfinnas. Plagioklasen är sericitiserad, epidotiserad, malmimpregnerad samt albitiserad. Sericit, epidotmineral, titanit samt malmstoft är särskilt anrikade i de centrala delarna av kristallerna. En tydlig zonering kan ses. Albit-, periklin- och Karlsbadtvillingar finns. Maximal An-halt är 52%, svarande mot sur labrador. Klorit och pennin kan tränga in efter albittvillingarna. Pyroxenen är en klinopyroxen. Liksom i föregående slip kan ingen ortopyroxen identifieras. Pyroxenen har normalt en svagt brunaktig färgton utan märkbar pleokroism. Tydliga spaltytor finns i kristallerna. De löper i ungefär rät vinkel mot varandra. Detta slip har ej undersökts i U-bord, men axelvinkeln kan i flera fall uppskattas till ett lågt värde, vilket tyder på att pigeonitisk augit även förekommer i denna bergart. Pyroxenen är kraftigt omvandlad till uralit. Uraliten är långprismatisk samt strålig. Den finns i relativt stor mängd. Den är färglös till svagt grön samt tvåaxlig negativ. Ställvis är den orienterad runt pyroxenen. I den ljusgröna kloriten finns ofta malmstoft, ställvis anrikat i "ådror" eller raka linjer. Penninen har de karakteristiska brunröda till violetta interferensfärgerna. Den bildar gärna ådror tillsammans med ljusgrön klorit av annan typ. I penninådrornas inre delar finns ett stråligt, ljusgrönt mineral i en smal ådra. Förmodligen rör det sig om serpentin. Serpentin finns även i bergarten i övrigt och då såsom antigorit. Dessutom förekommer tremolit. Den har högre interferensfärger än uraliten och finns dessutom i flak med radiell utsläckning. Hornblände kan förekomma nära pyroxenkorn i samband med uralit. Hornbländet är oftast svagt uralitiserat. Det har en mörkare färg i grönt än uraliten. Av epidotgruppens mineral finns epidot och klinozoisit. I övrigt förekommer titanit, zirkon, kvarts samt apatit. Liksom i föregående bergart finns olivin i form av pseudomorfoser. Omvandlingen är fullständig. Omvandlingsprodukterna är desamma som i föregående bergart.

Uralitdiabaser

Uralitdiabasgångarna har en bredd på mindre än en halv meter i de NE- till ENE-liga riktningarna. Vanligen är de endast ett par dm breda och spetsar sedan ut och försvinner. Dock kan bredden även uppgå till 2-3 meter och mer, särskilt i de NNW- till NW-liga riktningarna. Dessa diabaser genom-sätter vulkaniterna, diorit- och granitbergarterna samt granitporfyreerna. De har setts föra porfyrfragment. På flera ställen tycks dock graniten kunna genomsätta uralitdiabaser. Detta har också iakttagits vid exkursioner i södra Småland. Förmodligen kan detta förklaras genom att graniten har blivit mobiliserad vid diabasintrusionen och kunnat genomådra diabasen. Vid den mikroskopiska klassificeringen av diabasernas texturer har Krokströms terminologi använts (Krokström 1932 p. 199 cf. 1936).

Uralitdiabaserna växlar kraftigt i utseende, både makroskopiskt och mikro-skopiskt. Makroskopiskt varierar de i färg och ögonhalt. (Ögonen beskrivs i samband med stuff 3). Normalt är bergarten kraftigt grönfärgad, men övergång-ar till grönsvarta eller helt grå typer existerar. Uralitdiabaserna är alltid tydligt svavelkisförande. Plagioklas förekommer i flera generationer, ofta vackert zonerade med randzon av albit. De är i regel kraftigt omvandlade dvs. sericitiserade, epidotiserade samt albitiserade. Kristaller av kalifältspat i form av mikroklin, delvis pertitisk kan förekomma arrangerade runt plagioklas-en. Diabasen kan bli rödaktig, vilket beror på en hög halt av kalifältspat. Hornblände förekommer, men den största delen utgörs av uralit. Uraliten aggregerar ofta och bildar en glomeroporfyritisk struktur och textur. Även om man i flera fall har rapporterat, att hornbländet kan innehålla pyroxen-kärnor, har detta icke kunnat ses i något slip. Alla dessa bergarter har ett mycket stort innehåll av epidotmineral, vilka huvudsakligen bidrager till grönfärgningen av bergarten. Såsom i tidigare bergarter kan epidotmineral även finnas i ådror med eller utan kvarts. Rena kvartsådror finns också. Kvartsinnehållet kan vara relativt stort i grundmassan.

Uralitdiabas 3 (cirka 1,8 km SSE Storebro) är en helt grön, finkornig berg-art. Färgen kommer av det höga epidotmineral-, klorit-, hornblände- och uralitinnehållet. Bergarten visar en tydlig struktur av divergentstråligena plagioklaslister (fig. 37). Svavelkis förekommer tydligt aggregerad, ställ-vis i mycket stora kristaller. Röda, rundade ögon av framförallt kvarts och kalifältspat med en storlek av ungefär 0,5 cm finns oregelbundet spridda inom hela gångens bredd, möjligen med en preferens till salbanden. Dessa ögon har ofta en grönsvart färg i centrum. Detta beror på en aggregering av epidot-mineral samt titanit. Aggregat av epidot samt av uralit kan även ge en viss ögonstruktur åt bergarten. Mikroskopiskt kan man konstatera, att fältspat

ingår till betydande del. Tvillingbildning saknas ställvis. Flera generationer av plagioklas finns, varav en är äldre och representeras av mer eller mindre tydliga strökorn. Plagioklaskristallerna är ofta böjda samt zonerade och då med randzon av albit. Tvillingar förekommer enligt albit-, periklin- och Karlsbadlagarna. Den maximala An-halten är 37,5% dvs. sammansättningen är intermediär andesin. Kalifältspatinnehållet är ej obetydligt. Mikroclin och pertitisk mikroclin omger ofta plagioklaskristaller. Plagioklasen och epidoten bildar ett nätverk. Epidoten kan förtränga plagioklasen. Den är tvåaxlig, negativ och har en svag pleokroism i ljusgröna och ljusbruna färger. Dessutom förekommer zoisit och klinozoisit. Den förra är tvåaxlig positiv, med liten 2 V, medan den senare är tvåaxlig positiv, med relativt stor 2 V. Uraliten förekommer i stråliga, prismatiska kristaller. Den är vanligen aggregerad. Pleokroismen är ljust gulbrun till ljusgrön. Den har således låga interferensfärger. Utsläckningen är sned. Dubbelbrytningen är maximalt 0,013. Epidoten kan växa in i uralitens spalptytor. Pyroxenrester har ej kunnat återfinnas. Både ljusgrön klorit och pennin förekommer. Kvarts finns i grundmassan, och visar oftast undulös utsläckning. I övrigt existerar sericit, muskovit, malmineral, apatit, zirkon, flusspat och röd järnoxidsubstans. I de ovan nämnda "ögonen" finns kvarts med undulös utsläckning, mikroclin, pertitisk mikroclin, epidot, zoisit, klinozoisit, titanit och apatit. I centrum av dessa ögon finns ofta kvarts men även epidotmineral och titanit.

Uralitdiabas 64 (3,2 km N Gökshult) är makroskopiskt en grågrön, finkornig bergart med divergentstråliga plagioklaslister. I likhet med föregående bergart verkar den omvandlad och homogeniserad. I grundmassan finns svarta stänk av huvudsakligen malmineral, hornblände och epidotmineral samt tydliga svavelkisanrikningar. I grundmassan kan dessutom mindre röda korn ses, vilka utgöres av kalifältspat. Aggregat föreligger av uralit, uralitiskt hornblände och av epidotmineral, titanit, pennin och malmineral. En viss tendens till plagioklasporfyrisk textur finns. Flera generationer av mineralet existerar uppenbarligen. Särskilt de strökornsartade plagioklaserna är sericitiserade. Även övriga plagioklaser är dock normalt sericitiserade, epidotiserade och albitiserade. Albit-, periklin- och Karlsbadtvillingar förekommer. En vacker zonering kan ses, med upp till 15 zoner. I något fall har randzon av albit kunnat konstateras. Den maximala An-halten är 27% dvs. sammansättningen är basisk oligoklas. Såsom i stuff 3 kan plagioklaskristallerna omgivas av pertitisk mikroclin och mikroclin. Halten av dessa mineral kan bli relativt hög, och de ingår även i grundmassan. Hornbländet är delvis uralitiskt. Pleokroismen är X gulbrun Y grön och Z ljusgrön. Pennin, titanit, kvarts samt epidotmineral kan finnas längs detta minerals spalptytor. Uraliten är

prismatisk och strålig. Den är normalt ljusgrön och utan pleokroism. Pyroxenkärnor har ej observerats. I övrigt förekommer sericit, muskovit, ljusgrön klorit, malmmineral, klinozoisit, zoisit, apatit, zirkon, kvarts, ortit samt röd järnoxidsubstans.

Uralitdiabas 65 (2 km NNW Gökshult) har en svart, tät grundmassa med vissa skillnader i kristallinitet. Bergarten är mera finkornig än föregående. Divergentstråliga plagioklaslister kan tydligt urskiljas. En tendens till porfyrisk textur finns dessutom genom vita "ögon" av mindre storlek. Bergarten är tydligt svavelkisförande. Grundmassan är mycket finkornig. Den innehåller kvarts, malmstoft, titanit, epidotmineral, glimmer och klorit. Tätare bandartade partier kan urskiljas i grundmassan, varigenom bergarten får en viss parallelltextur, vilken dock har fluidal karaktär. Anhopningar finns av titanit, malm- och epidotmineral. Uraliten eller kloriten kan ansamlas och därigenom bilda en ögonstruktur. Såsom i de övriga uralitdiabaserna finns plagioklas av flera generationer, varav en är mera omvandlad samt utbildad som strökorn. Plagioklasen är som vanligt genomgående omvandlad. En tydlig zonering kan ofta ses. Den maximala An-halten är 41%, svarande mot intermediär andesin. Hornblände förekommer. Pleokroismen är X färglös Y ljusgrön Z kraftigt grön eller X ljust gulbrun Y ljust gräsgrön Z grön. Epidotmineral, titanit, malmmineral och kvarts kan finnas längs spaltytorna. Även i denna bergart ingår pertitisk mikroklin. Dessutom har muskovit, klinozoisit, zoisit, ljusgrön klorit, apatit, zirkon och röd järnoxidsubstans konstaterats.

Svarta diabaser

Dessa bergarter uppträder i maximalt tio meter breda gångar. Antalet sådana gångar är litet. Man bör betona, att svårigheten att makroskopiskt urskilja de olika diabaserna från varandra är stor. De som beskrivits efter slipprov anses dock vara typiska. De svarta diabaserna för rikligt med olivin eller har pseudomorfoser därav. En svart diabas har kunnat ses genom sätta en typisk uralitdiabas. Två gångar har upptäckts ha ett N - S-ligt förlopp, men andra riktningar är också representerade. Såsom alla övriga diabaser inom undersökningsområdet har de ett vindlande förlopp. I denna bergartstyp existerar både orto- och klinopyroxen samt olivin. Liksom i diabasporfyriterna ingår en Ca-fattig augit.

En svart diabastyp är den av Bäckström beskrivna från Alsarp (1890).

Mäktigheten är cirka fem meter, och gången har riktningen N 5W 80E. Den för i en 1,25 meter bred zon i mitten rundade, röda fältspater, upp till fyra cm stora samt mindre kvartsinneslutningar. Diabasen har tre olika pyroxentyper, men är ej olivinförande (Bäckström 1890 p. 4 jämför p. 21). Vid denna lokal är diabasen en finkornig till fint medelkornig, svart bergart med divergentstråliga plagioklaslister. Den för rundade, granitiska fragment av flera centimeters storlek (finkornig, salisk, röd till grå granit). Den omgivande medelkorniga till grovkorniga, saliska graniten kan i sin tur föra diabasfragment.

Diabas 41 (cirka 3,2 km SSE Storebro) är en svart, finkornig bergart med divergentstråliga plagioklaslister. Den finns i kontakt med granitporfyr. Plagioklas dominerar. Malmmineral förekommer i form av stänglar, som ligger mellan fältspatlisterna och delvis äter sig in i dessa. I den grumliga grundmassan däremellan förekommer fältspat, malmmineral och leukoxen. Pyroxenen inrangerar sig efter plagioklaslisterna och har ej enhetlig utsläckning, varför texturen enligt Krokström (1932) huvudsakligen är subdoleritisk. Flera generationer av fältspat kan konstateras. Den maximala An-halten är 50% dvs. sammansättningen ligger på gränsen mellan andesin och labrador. Albit-, periklin- och Karlsbadtvillingar förekommer. En vågig utsläckning hos plagioklaserna indikerar skillnader i An-halt inom kristaller-na. Flera typer av pyroxen finns i likhet med stuff 86 (beskriven nedan). Troligen föreligger både orto- och klinopyroxen. I varje fall förekommer rikligt med klinopyroxen. Samtliga pyroxenkorn är dock relativt små, och svårigheter föreligger vid identifieringen. Pyroxenen är ljusbrun med svag eller ingen pleokroism. Hornblände förekommer men även uralit. Den senare är särskilt företrädd vid nedbrytningen av pyroxen. Olivin ingår rikligt, och den är euhedral. Delvis är den mycket omvandlad, och pseudomorfoser kan förekomma. I detta fall blir nedbrytningsprodukterna serpentin, talk och iddingsit. Olivinen är tvåaxlig och negativ. Den optiska karaktären tyder på att den är Fe-haltig (Kerr 1959 p. 345). Olivinen har högre interferensfärger än pyroxenen; maximalt har den dubbelbrytning på 0,034. Kloritomvandlad biotit finns även. Pleokroismen är X gulbrun Y=Z olivgrön. Kloriten är ljusgrön. En biotitkärna kan ofta ses i "kloritmassan". Kloriten är troligen en klinoklor. Bergarten genomsetts av serpentinädror av ljusgrön färg, med en pleokroism mot något mörkare grönt. Interferensfärgerna är gråblå med ofullständig utsläckning. Serpentinerna är strålig vinkelrätt mot ådrornas längdriktning. Förmodligen rör det sig om antigorit. Vid dessa ådror finns en tydlig urlakningszon, där pyroxen och särskilt olivin lätt omvandlas helt eller delvis. Sålunda förekommer mineral såsom uralit, serpen-

tin, klorit, talk, iddingsit och malmmineral. Malmmineralen är bruna i påfallande ljus. I övrigt existerar epidotmineral, apatit, zirkon, muskovit, kvarts och myrmekit.

Diabas 86 (cirka 1,5-1,6 km NE Faggemåla) är en finkornig bergart av svart färg och med divergentstråligena plagioklaslister. Ställvis är bergarten något brunaktig. Olivinen, som förekommer rikligt, är euhedral, men kan ställvis anpassas efter plagioklastavlorna. Pyroxen kan delvis förtränga plagioklasen, och kan även växa in i den äldre plagioklasgenerationens spalter. Texturen är dock huvudsakligen subdoleritisk enligt Krokströms terminologi (1932), då de enskilda pyroxenkornen släcker olika (fig. 39). Särskilt den äldre generationens plagioklaser är kraftigt omvandlade. Plagioklasen är sericitiserad, epidotiserad och järnoxidpigmenterad. En vacker zonering kan ses. Albit-, periklin- och Karlsbadtvillingar förekommer. Den maximala Andhalten är 59%, svarande mot intermediär labrador. Även olivin och pyroxen kan vara omvandlade, men pseudomorfoser efter olivin är särskilt vanliga. Omvandlingsprodukter efter olivin är serpentin, klorit, talk, iddingsit och malmmineral. I pseudomorfoserna finns ofta en kärna av relik olivin. Olivinen är färglös och saknar pleokroism. Den har hög relief och är tvåaxlig negativ. $2 V_{\alpha}$ är uppmätt i ett enda korn till 82° (mätning av två optiska axelutträden), vilket motsvarar 30-35% fayalit enligt Tröger (1956). Olivinen varierar dock säkerligen i sammansättningen. Den är oftast euhedral, men även anhedrala korn kan existera. Maximal dubbelbrytning är 0,035. I synnerhet de oregelbundna spaltytorna i olivinen utgör utgångspunkter för omvandlingen. I dessa spalt- ytor finns iddingsit tillsammans med ljusgrön klorit och malmmineral. I övrigt förekommer ljusgrön serpentin (troligen antigorit), talk och uralit. Olivinen är ofta omgiven av klinopyroxen. Den senare är färglös till svagt brunaktig, utan märkbar pleokroism. Både klinopyroxen och ortopyroxen förekommer, den förra rikligast. Klinopyroxenen ger $2 V_{\gamma}$ -värden på huvudsakligen 51-53 men även 49 och 41° (mätning av två optiska axelutträden). Även i denna bergart kan klinopyroxenen betraktas som relativt Ca-fattig. Ortopyroxen förekommer sparsamt. Den har lägre interferensfärger, samt rak utsläckning. Den är vidare ljusbrun med svag eller ingen pleokroism. $2 V_{\alpha}$ -värden som uppmätts är $68-70^{\circ}$ (mätning av ett optiskt axelutträde), vilket motsvarar en mol.-% av 25% Fe (Tröger 1956; Deer et al. 1966). Pyroxenen är tydligt uralitiserad. Uraliten är tvåaxlig negativ, och den har en liten utsläckningsvinkel (cirka 15°). I övrigt finns malmmineral, kvarts, epidot, klinozoisit, titanit, apatit, muskovit, myrmekit och röd järnoxidsubstans.

Diabas 90 (1,6 km E - ESE Faggemåla) är en finkornig, svart bergart med tydliga divergentstråligena plagioklaslister. Kvartsaggregat kan ses i denna

bergart. Tendenser finns liksom i föregående bergarter till utbildning av en äldre, porfyrisk generation av plagioklas. Malmmineral kan förekomma i form av stänglar och spolar, vilka tycks kunna förtränga plagioklas, olivin, pyroxen och uralit. Olivinen är oftast euhedral. Texturen är enligt Krokströms terminologi (1932) subdoleritisk. Plagioklasen är sericitiserad, epidotiserad samt järnoxidpigmenterad. Albit-, periklin- och Karlsbadtvillingar ingår. Den maximala An-halten är 60%, svarande mot intermediär labrador. Plagioklasen är ofta zonerad. Olivin förekommer rikligt. Den är färglös och karakteriseras genom sin höga relief och sitt oregelbundna sprickmönster. Den optiska karaktären är tvåaxlig negativ. Omvandlingsprodukter är serpentin (möjligen antigorit), klorit, talk, malmkorn och en rödbrun iddingsitliknande substans. Pseudomorfoser kan utbildas efter olivinen. Den senare är ofta omgiven av klinopyroxen. Även pyroxenen är delvis omvandlad, dock ej i samma höga grad som olivinen. Omvandlingsprodukter är uralit och klorit. Troligen finns både klino- och ortopyroxen liksom i föregående slip. Uralit förekommer i riklig mängd. Biotiten har pleokroismen X gulbrun Y=Z gulgrön eller X ljusbrun Y=Z olivgrönbrun. Den är ofta enaxlig. Kloriten är ljusgrön och visar ofullständig utsläckning. Den är tvåaxlig positiv. Dessutom förekommer epidot, klinozoisit, titanit, apatit, kvarts, kalcit och zirkon.

De makroskopiskt tydliga kvartsaggregaten består av sekundär, undulös kvarts. Runt denna dropplika kvarts finns en hård med biotit, klorit och titanit i en grumlig massa. De äldre kraftigt omvandlade plagioklasströkornen uppträder i samband med dessa kvartsaggregat. Ådror med titanit, serpentin, klorit och biotit kan tränga in längs plagioklasens spalttytor.

METAMORFOS

Inom området har inga speciella kontaktmetamorfa mineral påträffats. De mineral som är vanligast inom vulkaniterna är epidot, klorit, biotit, titanit och andesin. Granat har påträffats i ett enstaka slip. En nedbrytning har normalt skett i riktningen hornblände → biotit → klorit. I de basiska bergarterna är omvandlingen likaså tydlig dvs. från pyroxen till uralit. I dessa bergarter påträffas olika typer av hornblände, uralit, biotit och klorit. I samtliga bergarter har en albitisering skett under samtidig bildning av sericit, epidot, kalcit och i vissa fall mikroklin tillsammans med en mera albitrik plagioklas. Vulkaniterna är omkristalliserade genom graniternas intrusion. En kontaktmetamorfos kan därmed antas ha ägt rum (cf. Winkler 1967 p. 79; Turner och Verhoogen 1960).

TIDIGARE ARBETEN OM TEKTONIKEN I SMÅLAND

När det gäller den rupturrella tektoniken har spricksystem framförallt observerats i två riktningar i Småland och omgivande landskap. Ett stort system ligger i riktningen NNW - SSE till NW - SE, medan det andra ligger vinkelrätt däremot dvs. cirka ENE - WSW till NE - SW. Det första systemet har Asklund kallat längssprickor och det andra tvärsprickor. Längssprickorna utgör de stora dalgångar, längs vilka horisontella rörelser på 300-500 meter har konstaterats. I förhållande till detta system har riktningar i N - S tolkats som torsionsriktningar (Asklund 1927 pp. 541-544 cf. 1921 p. 601). Ett E - W-ligt system uppfattar däremot Asklund såsom skapat redan vid bildningen av urgraniterna. Vid en yngre veckning i samband med de yngre graniternas (Smålandsgraniternas) intrusion anses en lineation ha bildats genom en SE- till E-ligt riktad "massrörelse". I ett senare skede har med avseende på rupturrell tektonik riktningarna NNW - SSE till NW - SE uppstått genom kompression i denna riktning med horisontell rörelse. Andra riktningar skulle då bli N - S och WNW - ESE (diagonalsprickor) samt NE - SW till ENE - WSW (med vertikal- eller överskjutningsrörelser). Dessa spricksystem skulle ha en subjektiv ålder (Asklund et al. 1928 pp. 47-54 cf. Asklund 1923; 1927; von Bubnoff 1931 pp. 306-308; 1943 pp. 199-208; 1953; Kaufmann 1931 pp. 292-307; Björnsson 1937 p. 49; Martin 1939 pp. 85-87; Sundius 1944 pp. 292-295; Geijer et al. 1951 pp. 37-44). Horisontella rörelser har dock även observerats längs de senare linjerna (Asklund 1923 p. 259). Redan nu kan det sägas, att inom undersökningsområdet är framförallt horisontella rörelser observerade i dessa nämnda huvudriktningar. Storleken av dessa horisontella rörelser är dock liten. Beträffande ovan-nämnda konstateranden anmärker C.E. Nordenskjöld, att de topografiskt viktiga förkastningsriktningarna går i N - S, NE - SW, NW - SE och E - W (Nordenskjöld 1944 pp. 9-17 cf. Gavelin 1931 pp. 146-149). Enligt C.E. Nordenskjöld har nordvästdalarna en långsluttande nordostsida och en brant sydvästsida, och detta beror på en uterodering från gamla överskjutningsplan. Dessa dalar har en tendens att mot sydost övergå i de E - W-liga svaghetslinjerna. De bildar således en mot sydväst konvex båge (Nordenskjöld 1944 pp. 9-17 och pp. 66-70). Nordvästsystemet har som nämnts uppfattats som ett tensionssystem (ofta innehållande diabaser). Det nordöstliga systemet är därmed satt under kompression, och följaktligen skall ej diabaser finnas i detta system. Svedmark anser, att det nordöstliga systemet är det äldsta (Asklund 1923 pp. 265-272). Inom undersökningsområdet finns talrika gångbergarter i denna riktning. De är dock som nämnts av ringa storlek (både bredd och längd), men antalet är stort. Gångbergarterna i nordväst-

systemet är däremot långa, relativt breda men få. Uppmärksamheten knytes dock lättare till de stora diabaserna. Man kan lätt konstatera, att diabaser förekommer i stort sett i alla riktningar, men med en preferens till de nämnda. Nordliga tensionslinjer (med diabaser) och därtill hörande skjuvsystem skulle tillhöra en jotnisk sprickbild. Enligt C.E. Nordenskjöld stupar de N - S-liga till NNE - SSW-liga sprickorna huvudsakligen vertikalt eller brant (Nordenskjöld 1944 p. 84 cf. Martin 1939).

Bergarterna har som tidigare konstaterats uppfattats som "gotiska". N - S-liga primära strukturer anses vara betecknande för denna tidsålder. Dessa "gotiska" strukturer skulle med andra ord överlappa de svekofenniska E - W-liga riktningarna. Kautsky anser dock dessa N - S-liga strukturer i Åmmebergsfältet vara likåldriga med migmatitbildningen dvs. svekofenniska (Kautsky 1955 p. 182 cf. Brotzen 1961 p. 251). Det finns olika uppgifter om de tryck, som har rått vid granitmagnas intrusion. Björnsson anser, att aplitgångarnas riktningar tyder på, att granitmagan pressats upp under tryck i N - S-lig till NW - SE-lig riktning (Björnsson 1937 pp. 21-25). I Valdemarsvikstrakten anger Sundius ett tryck i ENE - WSW (Sundius 1928 p. 10). Samme författare anser, att en riktad stress förelegat vid Filipstadsgraniternas bildning. Riktningen för sammanpressningen skulle vara NE - SW (Sundius 1921 pp. 9-11). Enligt Geijer kan urgraniterna i Mellansverige ha en parallellorientering, som är konform med kontakten mot suprakrustalbergarterna. Rörelserna i den partiellt stelnade magman (protoklas) har bestämts av granitgränsens läge (Geijer 1965 pp. 465-468). Motsvarande uppgifter finns för Småland och närliggande trakter. Det finns ett stort antal observationer av kristallisationsskiffrighet inom Småland-Värmlandsgraniternas stora massa: NW - SE, E - W (Gavelin 1943 pp. 33-36), NW - SE, NNW - SSE stupande SW samt N - S (angående den senare uppgiften jämför Gavelin och Munthe 1907). Lineationer stupar $40-55^{\circ}$ mot WNW och $60-65^{\circ}$ mot N (Hjelmqvist 1966 pp. 42-48). Olika uppfattningar existerar enligt ovan om hur strukturerna i de "gotiska" graniterna uppkommit. Det bör betonas, att flera generationer av parallellstrukturer kan finnas inom dessa graniter. I en modern undersökning från Västerviksområdet har två deformationsfaser konstaterats, nämligen en med veckaxlar i NNE - SSW och en med veckaxlar uppkomna genom en stark kompression i NE - SW. De senare veckaxlarna har således riktningen NW - SE (Westra et al. 1969 pp. 529-544). I nämnda undersökning anses Smålandsgraniterna uppkomna i en deformationsfas. Med andra ord är de betraktade som serorogena. Dock finns äldre typer av "Smålandsgraniter" (Elbers 1971 pp. 46-50). Klart senare veckningsfaser har påverkat berggrunden. I samband med veckningen av

Almesåkraformationen i N - S-lig riktning, drabbades Sommen-Åsundenområdet av en våg av överskjutningsrörelser i N 20-40W (Björnsson 1937 pp. 52-55). Man kan således konstatera, att uppgifter finns både om graniter med och utan parallellstruktur i Småland. Några av dessa graniter med parallellstruktur har kunnat visas tillhöra ett primorogent svekofenniskt stadium. Graniterna inom undersökningsområdet saknar makroskopiskt iakttagbar parallellstruktur. De kan dock ha varit utsatta för deformation och möjligen kan massformigheten förklaras genom en omkristallisation. En mikroskopisk orientering kan finnas i graniterna. Detta har dock ej undersökts.

UPPFATTNINGAR OM TEKTONIK I SAMBAND MED VULKANISM

I samband med vulkanism råder speciella tektoniska förhållanden. Normalt råder en tension, och den vulkaniska aktiviteten fortsätter ofta en tid efter tensionsfaserna. Den upphör dock innan kompressionsparoxysmen börjar (Balkay 1962 pp. 161-163). I samband med sur vulkanism sker normalt en höjning av området. Den sura magmans aktivitet är inte endast associerad med små positiva strukturer utan med geantiklinala upplyftningar i stor skala (Speranskaia 1967 pp. 105-110 efter van Bemmelen 1963). Ignimbriter anses, såsom tidigare framgått, vara spaltvulkaniter. Vid spaltvulkanism ligger vanligen vulkaniska centra i skärningspunkterna mellan de mest betydande tektoniska linjerna (Palivcová och Štovíčková 1968 p. 184). Även i samband med förkastningar kan vulkanism uppstå. I t.ex. Kalifornien är en horisontalförkastning med samtidigt uppkomna tensionsriktningar orsaken till flera vulkanismcentra. Skärningspunkterna mellan skjuvriktningarna och huvudförkastningsplanet kan erbjuda platser med lokal tension. Därför kan små eruptionscentra ligga på mindre avstånd från varandra (Brouwer 1962 pp. 87-90 cf. Mitchell-Thomas 1962 pp. 420-424; Tjia 1964 pp. 7-10; 1967 pp. 1-3; 1969 pp. 494-500; Skempton 1966). Enligt Brouwer kan eruptionscentra för Nya Zeelands ignimbriter förklaras på detta sätt (Brouwer 1962). Olika typer av sprick-system vid vulkanism anses existera. Enligt Martin finns två typer, nämligen: 1. bågformade eller calderasprickor (av enbart vulkaniskt ursprung) 2. raka sprickor följande svaghetszoner under regional stress. I det senare fallet är sprickorna äldre än vulkanismen (Martin 1966 pp. 697-699 cf. Kuenen 1945). Ignimbriter kan således ofta få ringformade strukturer i samband med caldera-depressioner (särskilt ytnära). De posttektoniska graniterna kan därför också

erhålla rundade former samt "ring dyke"-bildningar (Vesterveld 1963 pp. 77-78). En sammanfattning har gjorts av Klüpfel om den med vulkanism förknippade tektoniken: 1. En långsam och periodisk nedsänkning. Smältan uppnår en explosionspunkt, och explosiv aktivitet följer. En avsättning sker därmed av tuffer (även sedimentära bergarter). "Welded tuffs" kan förekomma. 2. En höjnings- och sönderbrytningsfas efter tuffernas avsättning. 3. Ett stationärt läge hos bergarterna samt en horisontell sträckning. Intrusiv kan bildas i denna period. 4. Postintrusiva höjnings- och störningsfaser. Vertikala rörelser och förkastningar sker (Klüpfel 1962 pp. 519-521).

Intressant i detta sammanhang är det faktum, att två system av tensions-sprickor kan utbildas i bergarter, som undergått en lätt kompression, eller om den tektoniska stressen upphört. På liknande sätt kan det enligt Price vidare utbildas två "sets of Master 'Shear' Joints" samt "Master 'Tension' Joints" i bergarter, som undergått en avsevärd tektonisk kompression. Dessa rupturer utvecklas i en cykel av subsidens, kompression och uppåtlyftning (Price 1959 p. 161 cf. 1966; Charlesworth 1969; Vincent 1970). Dessa uppgifter kan förklara existensen av två vinkelrätt mot varandra existerande spricksystem, i vilka diåbaser uppträder. Den normala uppdelningen av gångbergarter i en subjotnisk och en jotnisk period verkar ej tillfredsställande. Detta har betonats av Gorbatshev: "it is probable that the customary division of the dolerites into oliviniferous Jotnian plus post-Jotnian and tholeiitic sub-Jotnian groups is not strictly valid; according to some authors (Savolahti 1956; von Eckermann 1936; 1937) there are olivine dolerites older than the sub-Jotnian rapakivi granites and acid porphyritic eruptives, von Eckermann even reporting the existence of several early generations of olivine dolerite" (Gorbatshev 1961 p. 35). Gorbatshev menar, att det E - W-liga systemet av Hällefors-Breventyp uppenbarligen är yngre än det NW-liga systemet (cf. Martin 1939 pp. 10-20). Det subjotniska systemet av sprickor i NW-lig riktning bör kallas svekofenniskt (Gorbatshev 1969 pp. 488-490).

TEKTONIKEN I UNDERSÖKNINGSOMRÅDET

Primära strukturer hos vulkaniterna

I den kristalliniska övergångstypen men även i de aplitlika porfyryerna kan en striering ställvis ses särskilt på den vittrade hälletan. Denna striering har neutralt kallats för längdstriering eller längdriktning. Denna är troligen

en primär struktur, som senare är tektoniskt påverkad, emedan den har en tydlig regional trend. I de röda porfyryerna finns den beskrivna bandade strukturen av parataxitisk karaktär i sin mest välbevarade form med sfäroliter. Dessa omvandlas lätt till bl.a. kvarts. Långsträckta samt rundade kvartsaggregat kan ha samma ursprung. Dessa kvartsaggregat samt kvartsband har observerats i den kristalliniska övergångstypen. I de kristalliniska typerna blir dock strukturerna mera svårtydda, och osäkerheten blir större vid inmätning. Stupningen är oftast osäker. I de diagram som gjorts, har de längdriktningar som är utan mätbar stupning placerats in vertikalt. Vertikala stupningar har dock även uppmätts. Kvarts- och sfärolithanden förekommer i mera välbevarade porfyryer ofta i form av veck. En del av dessa kan ha uppstått genom flytning, vilket konstaterats i tidigare avsnitt.

Diagram har konstruerats för dessa primära strukturer (fig. 9). Inom undersökningsområdet finns riktningar från NNW - SSE till N - S samt i mindre utsträckning även övergående till NNE - SSW. Stupningarna är relativt branta. I övrigt finns ENE - WSW medelbrant mot N samt N50-60W framförallt medelbrant mot N - NE. Utanför området är spridningen större men även här finns riktningarna N 50-60W, N 50E, NNW - SSE samt E - W till WNW - ESE. På Storebrobladet förekommer en koncentration omkring NNW - SSE till N - S, N 50-60W samt E - W. Delvis kan stupningen vara vertikal. Solnehultbladet ger ett mera spritt intryck. Fortfarande finns ett maximum mellan N 5-25W samt lägre maxima i NNE - SSW. På Gökhult- och Gisseskalletopparna har en riktning i N 45E uppmätts (sfärolitfragment). Denna riktning är dock ytterst osäker. Lidhultbladet är också mycket varierande. Här finns flera riktningar mellan N 50-60W och E - W. Strukturriktningarna inom de parataxitiska typerna är dock varierande, varför det är svårt att ge säkra värden.

I sydvästra delen av Storebrobladet kommer dessa NW - SE-liga över WNW - ESE- till E - W-liga riktningar in från Lidhultbladet. Ett antal lokaler har studerats i detalj med syfte att klarlägga övergångarna mellan de olika riktningarna. En sådan lokal är lokal 522 (2,0-2,1 km NE Gisseskalle). Ett stort antal plan har uppmätts vid denna lokal. Stora och små veck finns. De veckaxlar som mätts är: N 14E 60NNE, N 13E 20W samt N 21W 10NE. Veckaxlarna har således en huvudsakligen nordlig riktning i de kraftigt omkristalliserade porfyrytyperna och i de röda porfyryerna. De överensstämmer väl med den stänglighet, som uppmätts i de grå porfyriterna. Fragment i agglomerat samt i mera välbevarade porfyryer intar dock en mera oregelbunden orientering, och en bestämd riktning hos dessa har aldrig kunnat mätas. Beträffande veckaxlar, stängligheter och skiffrihetsplan har samtliga data förts in på diagram (ett för data inom området och ett för data utanför det-samma)(fig. 10). Inom området har stängligheter i NNW - SSE till N - S med

överbäggande nordlig stupning observerats. Även sydliga stupningar existerar dock. I den grå porfyriten finns även NNE-ligt riktade stängligheter med både nordlig och sydlig stupning. Stupningen är oftast relativt flack. Slutligen finns några uppgifter om WNW-liga stängligheter, med stupningar brant mot väster och flackt mot öster (den senare härrör sig från orienteringen av svarta fragment i en agglomeratisk porfyr). S-planen i den grå porfyriten är nordvästliga med flack nordöstlig stupning (cirka 20°). De synes vara ungefär parallella med de strukturer som tolkats som primär skiktning. Den växellagring som nämnts för de aplitlika porfyryrna intar samma riktning. Lagringen i de aplitlika porfyryrna är övertvärad av en foliation i NNW-lig riktning stupande brant mot öster. En sydlig stupning har även observerats för en veckaxel (N 10E cirka 25S) i en blottning med ignimbritstruktur nära Råddehult. En foliation finns utbildad vid den senare lokalen, som är subparallell med den ena skänkeln i vecket dvs. ungefär efter N 12E. Inlagringar med perlitisk textur tycks vara vanliga i de välbevarade porfyryrna. De tuffer som avslutar den vulkaniska verksamheten i undersökningsområdet södra delar är också "glas"rika. I porfyryrna är dessa inlagringar ofta långsträckta och mestadels orienterade i NNW - SSE men även i mindre utsträckning i WNW - ESE och NW - SE. Den andra veckaxelriktningen med WNW - ESE-lig riktning är särskilt välutbildad i den gröna tuffen. Vid Kvarnkärren har denna tuff en tydlig förskiffring i framförallt WNW-lig riktning varierande från N 60-80W och stupande cirka 70S. De normala porfyrtyperna som förekommer som fragment i agglomeraten är utvalsade i samma riktning. Vid snittytor parallellt med denna riktning får fragmenten ett större och oregelbundnare utseende. Söder om undersökningsområdet har det observerats, att den gröna tuffen är förskiffrad och kraftigt mylonitiserad längs plan i N 70W till N 80E och stupande brant 3 till vertikalt. Öppna sprickor följer ej i så hög grad dessa riktningar. Exempel på veckaxlar finns i både WNW - ENE och ENE - WNW. Det tycks som om fragmenten ställvis kan ha haft en orientering i riktningarna från N 20E till N 10W. Det senare är dock osäkert. En bandning har setts i riktningen N 45E 45SE (möjligen subparallell skiktning). Utanför området ges flera exempel på stängligheter och veckaxlar. Orienteringen av fragment och veckaxlar pekar framförallt på en WNW - ESE till E - W-lig orientering och flack stupning mot väster (endast i undantagsfall mot öster). Uppgifter finns även om stängligheter och veckaxlar med NNE-lig riktning och huvudsakligen sydlig stupning, men även om en NNW-lig riktning med nordlig stupning, och en SE-lig riktning med stupning mot sydost. Således existerar totalt tre huvudsakliga tydliga riktningar dvs. NNW, WNW och NNE. Den WNW-liga anses vara yngre än den NNW-liga, emedan den förekommer i relativt yngre bergarter. Det är osäkert, om den NNE-liga har existerat som en gammal veckaxelriktning, eller om denna endast

är en omställning av den NNW-liga. Det senare tolkningsalternativet stöds av att de NNW-liga och NNE-liga framförallt är "stänglighetsriktningar", och spridningen av de nordliga riktningarna överhuvudtaget är stor i stereogrammet. Dessa omställs lätt tillika med s-planen vid en ny tektonisk deformation. Bevis för en tidigare NNE-lig veckaxelriktning har ej erhållits. I Västerviksområdet har man kunnat visa, att en äldre veckning i NNE - SSW existerar (Elbers 1971). Den WNW-liga riktningen är företrädesvis synlig i de södra delarna av området och framgår ej så tydligt i de norra delarna. Den NNW-liga finns utbildad i hela området men är otydlig i söder. Även andra sediment- och vulkanitmassiv i Småland tycks vara uppbyggda på liknande sätt (Kennert Röshoff, Geologiska institutionen, Lund, personligt meddelande). Även om en del av dessa strukturer kan tolkas som primära tycks en deformation ha drabbat området. Den tidigaste deformationen har en NNW-lig veckaxel, som omväxlande stupar mot norr och söder. Denna deformation har troligen ej varit stark. Den har skapat en undulerande terräng efter NNW-lig axel. De observationer som gjorts i bl.a. den gröna tuffen måste tolkas som tillhörande en andra deformation i ett senare skede. Dessa påkänningar kan förklara de ställvis relativt brant stående parataxitiska strukturerna i de röda och kristalliserade porfyreerna, då dessa strukturer har en regional tendens, även om flytstrukturer i ignimbriter även kan ha en sådan tendens. Området är genom sin fattigdom på mätbara strukturer ingalunda lämpligt för strukturgeologiska och tektoniska slutsatser. Den regionala bilden kan kompletteras med de uppgifter om bandning (parataxitiska strukturer), som uppgivits från Sjögelö-områdets västra delar. De flesta ligger i riktningen E - W stupande medelbrant till brant N. Dessutom finns ENE - WSW stupande medelbrant N och S samt NNW - SSE till NW - SE stupande medelbrant NE till vertikalt (Hagström 1970). En del strukturer tolkas som flytstrukturer, emedan sådana kan förekomma inom ignimbriter. Rörelserna är dock små inom dessa bergarter. Att vissa sprickor har existerat och utnyttjats vid extrusionen förefaller troligt. Riktningarna på dessa är möjligen E - W till WNW - ESE, kanske NE - SW och troligen NW - SE till NNW - SSE. Vid extrusionen kan veck av regional karaktär uppkomma vid dylika sprickor, men denna förklaring är ej trolig. Det verkar naturligare att anta två i tiden separerade deformationer. Detta styrks även av följande konstaterande. I enlighet med Ramsay (1967 pp. 187-229 cf. Hobson 1971; Ragan och Sheridan 1972) har en mätning skett av längsta och kortaste axeln hos fragment i olika vulkaniter. Dessa värden har avsatts på ett rätvinkligt koordinatsystem i form av en punkt. En enhetlighet finns i formen hos fragmenten, ett förhållande som kan visas då en linje dras genom de avsatta punkterna. Linjens lutning anger graden av tillplattning. På detta sätt har

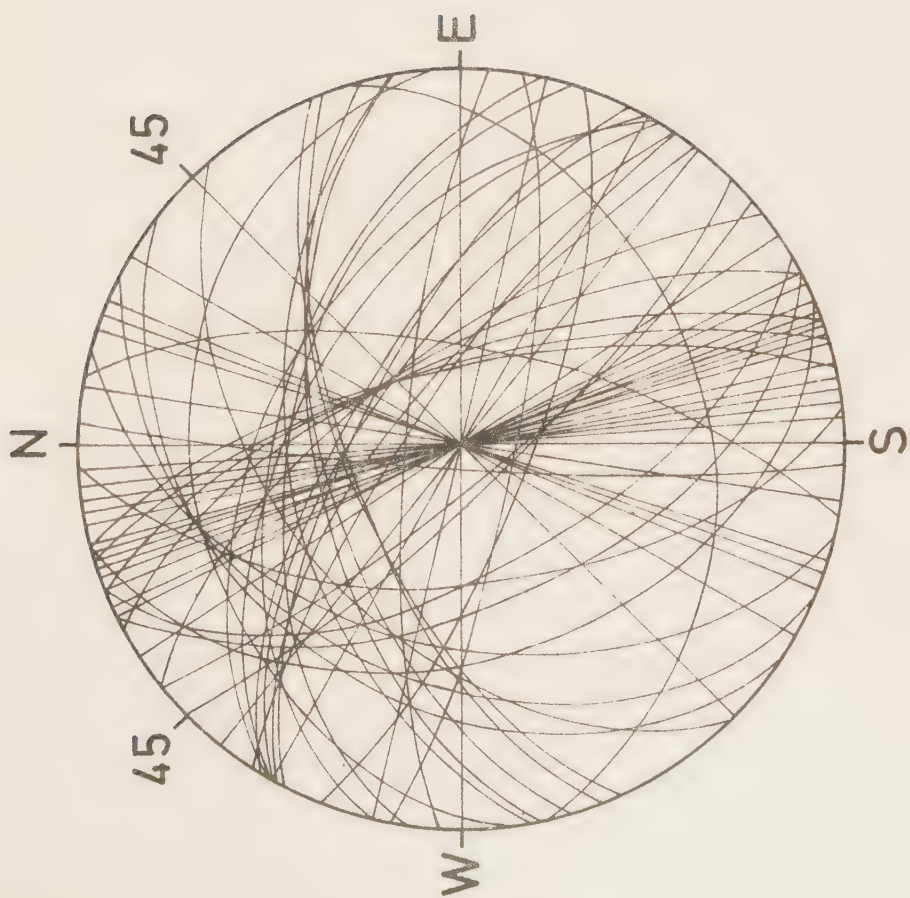
kvartsfragment i den kristalliniska övergångstypen, fragment i lapillituff från Lönneberga, sfärolitfragment i Gisseskalleporfyren samt svarta fragment i gult agglomerat och grå porfyrit undersökts. Alla uppmätta punkter faller nära en rät linje, vilket indikerar en enhetlig tillplattning. Linjens lutning är liknande i de olika diagrammen över de olika bergarterna. Detta styrker uppfattningen om en deformation av dessa bergarter.

Inom vulkaniterna torde inga större åldersskillnader föreligga. Detta bevisas också av åldersdateringarna, där även de granitpåverkade (kraftigt omkristalliserade) porfyreerna faller inom åldersvärdets felmarginal. Elbers (1971) anser, att de yngsta graniterna är serorogena. De intruderade synkront och subsekvent i förhållande till F_2 . Huvuddelen av graniterna visar enligt Elbers en lätt deformation, och därför placerar han dessa graniter som senkinematiska (Elbers 1971 p. 49). Graniterna inom området visar dock inga tecken på deformation, i varje fall ej makroskopiskt. Möjligen kan graniterna ha åstadkommit en deformation av vulkaniterna vid intrusionen.

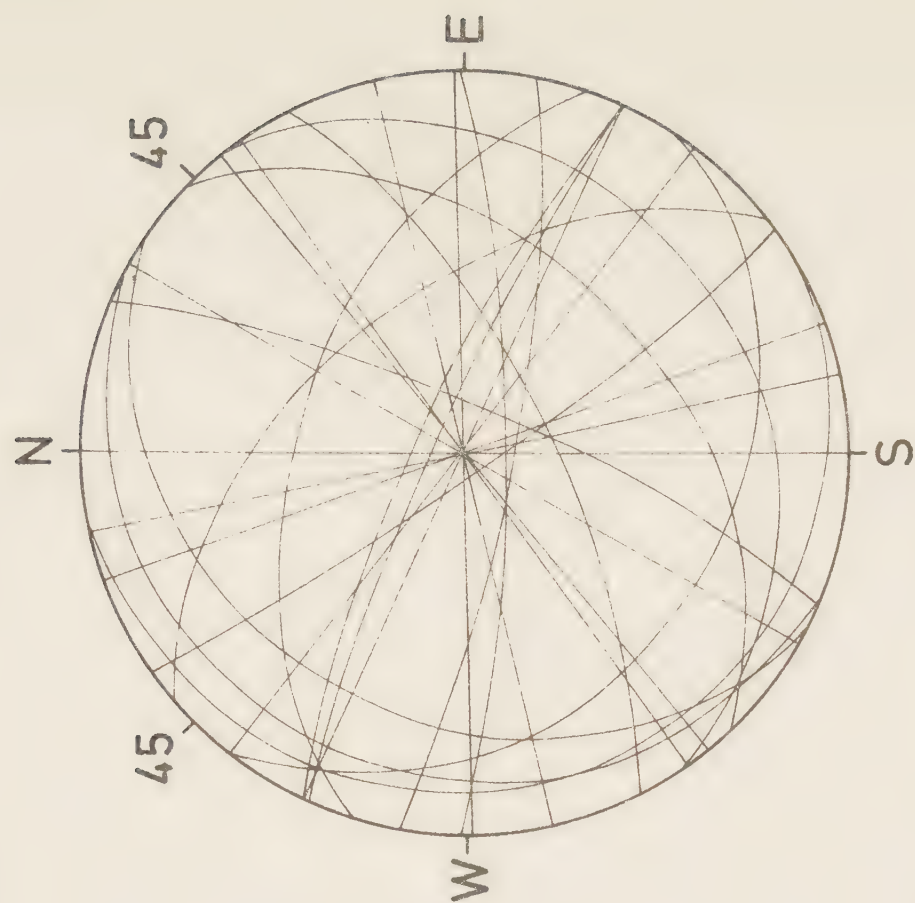
Kontaktförhållandena mellan olika bergarter

Flera gånger av en finkornig, röd, salisk till aplitisk granit genomsätter porfyreerna vid Kvarnkärren (1,6-1,7 km ESE - E Faggemåla). Dessa granitgångar är införda i ett stereogram (fig. 13). De är åtta till antalet och visar en oregelbunden orientering.

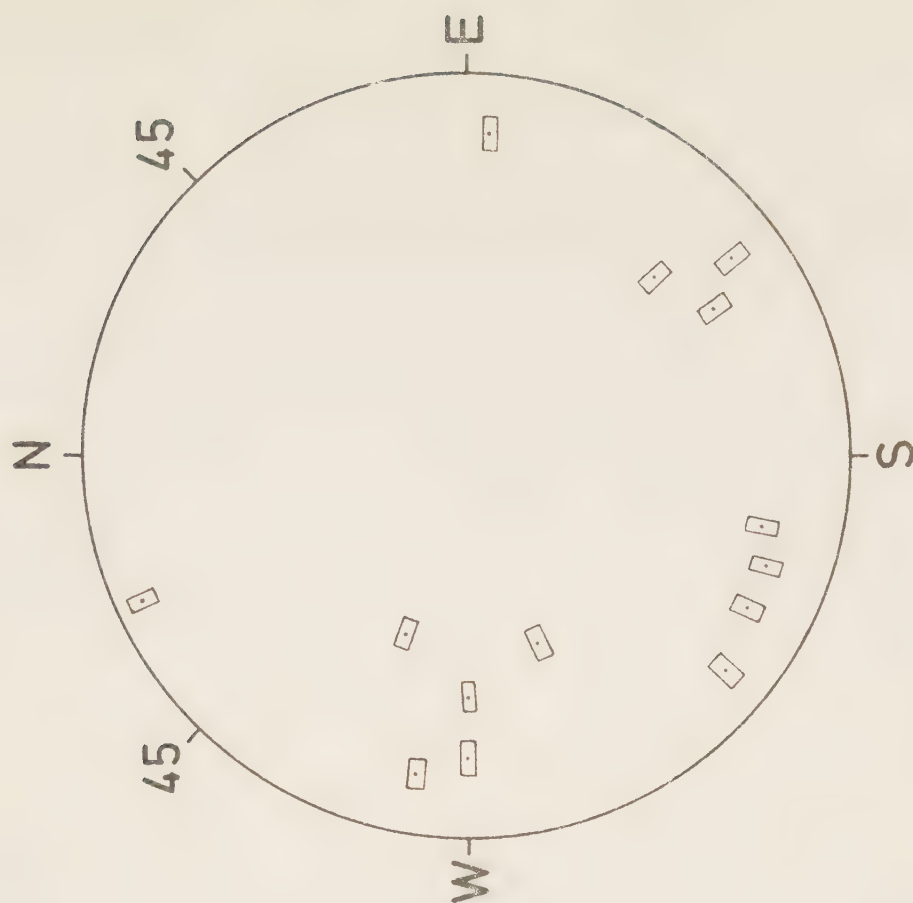
Kontakterna mellan diorit, granit och aplitisk porfyr är relativt diffusa. Såsom tidigare nämnts existerar delvis successiva övergångar mellan dessa bergarter. På några ställen kan kontakter mellan diorit och granit mätas, emedan de är relativt distinkta. De kontakter som observerats är den omtalade N 35W 35SW men även N - S och N 40-65E (lokalerna 367, 366 samt på Solneboön). En relativt flack stupning har antagits för dioritkroppen i dess västra delar, även om mer eller mindre vertikala kontakter kan förmodas i dess östra delar mot graniterna. Vid Solnens strand (i väster) finns aplitiska bergarter. Längre västerut från stranden finns dioriten blottad i flera stora höjdyggar. Apliten är helt kristallinisk och normalt aplitisk, varför den röda bottenfärgen på kartan har behållits. Dioriten innehåller partier av en aplitliknande bergart. Förmodligen är detta assimilerat porfyrmaterial. Dioriten finns blottad på öarna i sjön Solnen, men kontakten till graniten är mycket ojämn. En kontakt på Solneboön går i N 5E troligen vertikalt. Dioriten har en NNW-lig trend i längdutsträckningen. Den västra begränsningen är orienterad i NNW, men den tycks kasta till en WNW-lig riktning, emedan



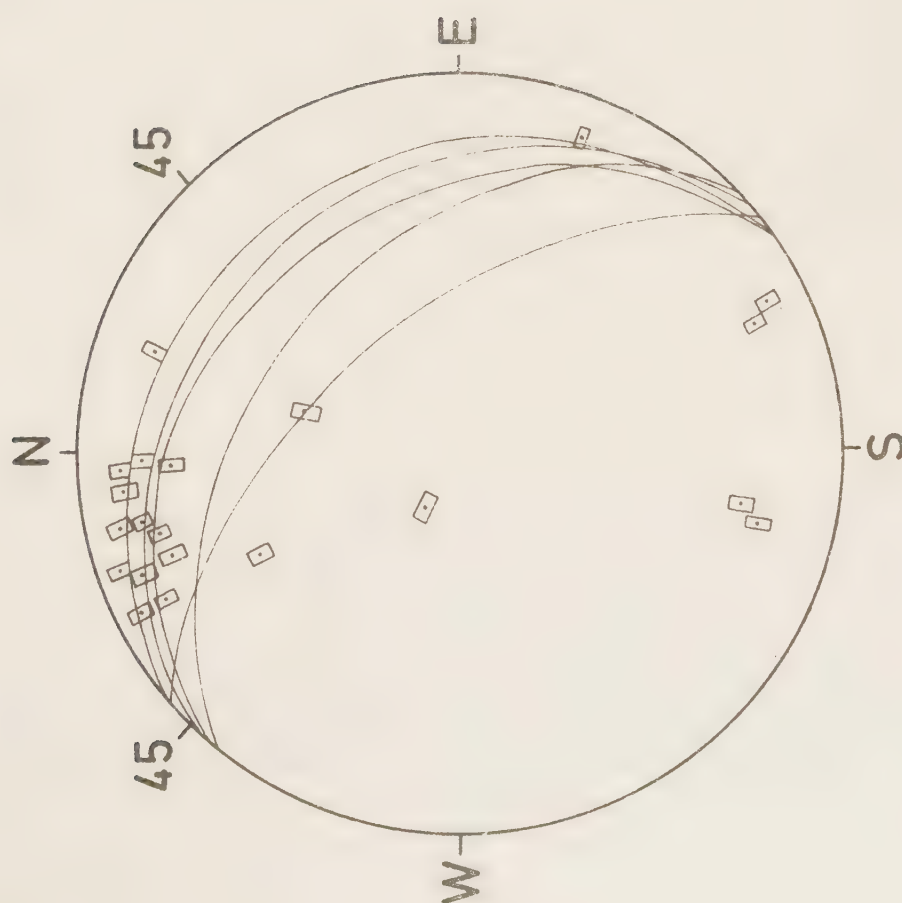
Orientations of primary banding of
metavolcanics in the mapped area



Orientations of primary banding of
metavolcanics outside the mapped area



Lineations, and fold axis
outside the mapped area.



Lineations, fold axis, and schistosity
planes in the mapped area.

diorit har observerats i fast klyft vid gården Sjundevill NE Storebro (utanför undersökningsområdet). Dioritens yttre begränsningar följer således de viktiga tektoniska linjerna. Även här går den regelbundna tektoniska uppbyggnaden igen.

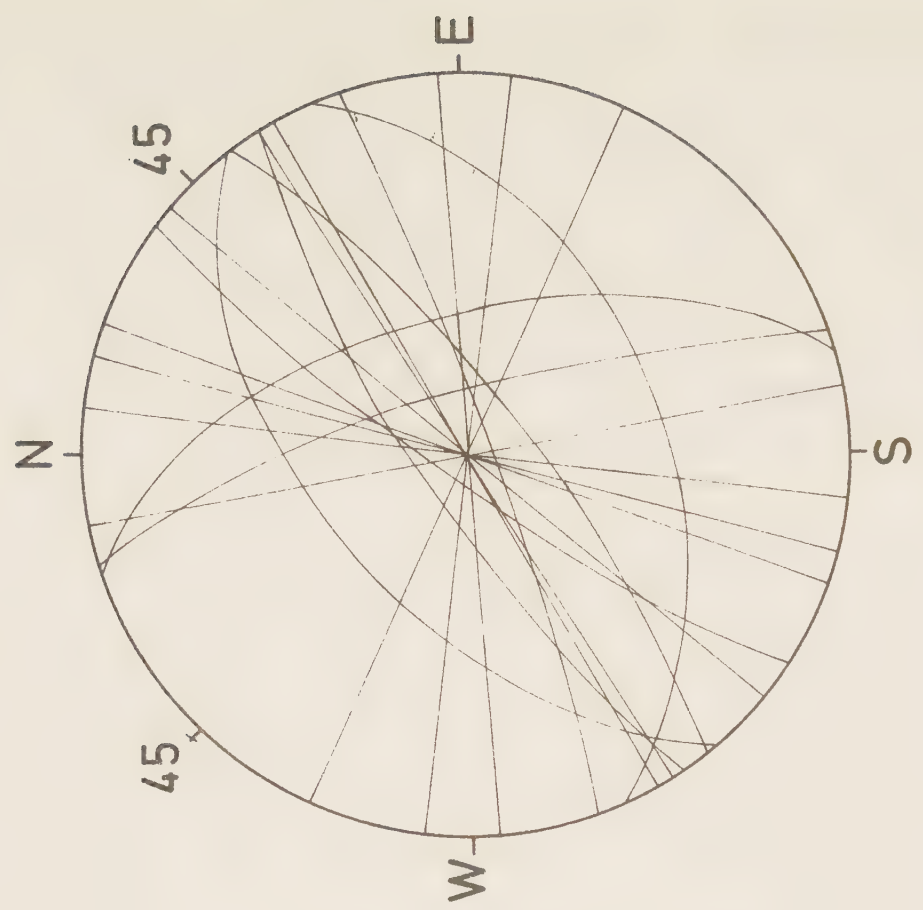
Vid lokal 425 (1,8-1,9 km ENE Gökult) finns ett dioritparti i röd granit. Dioritfragmentens gränser går efter riktningsarna N 14E, N 30E, N 48E, N 18W samt N 68W. Sprickorna i dioriten går snett emot nämnda "kontakter", medan sprickorna i graniten oftast följer en E - W-lig riktning. En förskjutning av dioritbitarna tycks ha kunnat ske efter N 30E. Lokal 359 är en röd granit vid Solnebo, som genomslås av en uralitdiabas. Kontakten är N 79E 80N. Några spricksystem i diabasen går snett emot kontakten (med c:a 10^0). Det stora antalet sprickor i diabasen varierar mellan N 40W och N 30E. Ett antal sprickor finns som fortsätter in i graniten från diabasen, men dessa följer i stort tidigare nämnda sprickor. Olika spricksystem existerar ej för diabas och granit.

Sprickfyllnader

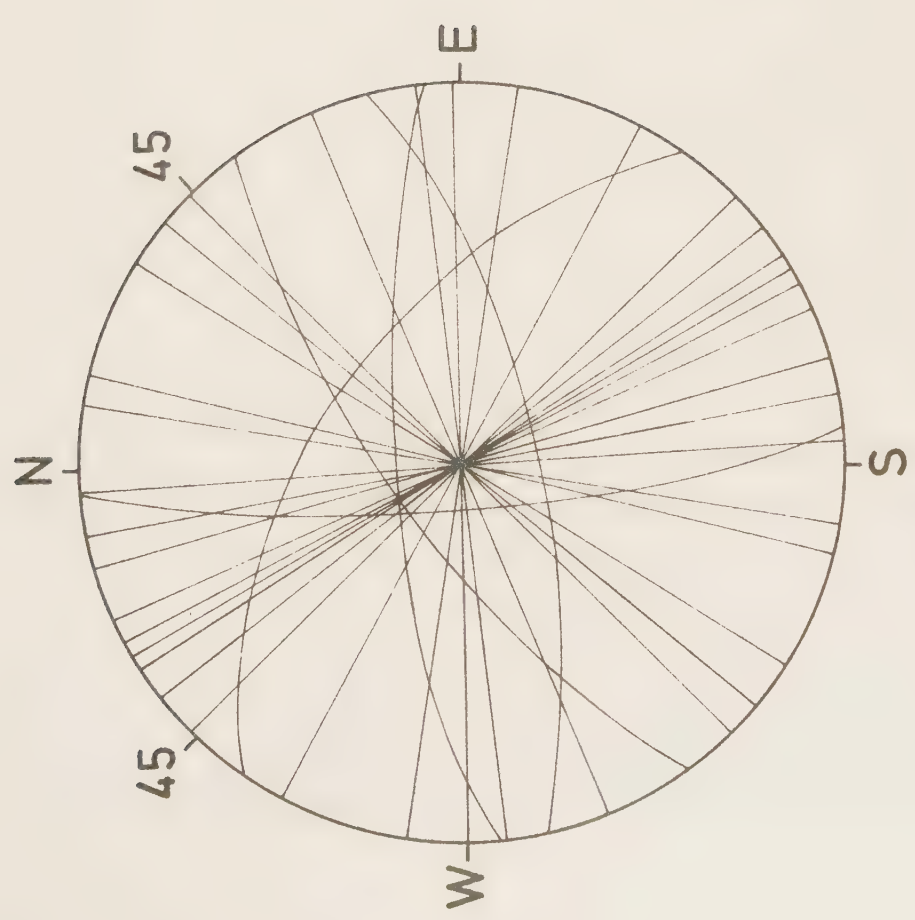
Stereogram har konstruerats för kvarts- och epidotfyllda sprickor (fig. 11). De kvartsfyllda tycks framförallt vara koncentrerade till den NNW-liga riktningsen. Ett antal finns också från N 10-50E, N 70-80E och N 80W till E - W. Speciella riktningar är således svåra att få fram. De epidotfyllda slagen finns i stort sett i alla riktningar. Detta gäller särskilt kartbladet Solnehult. På Storebrobladet föreligger en dominans särskilt för E - W-liga riktningar. Det stora antalet epidotfyllda slag inom hela området följer riktningsarna: N 50-60E, NNE - SSW, NNW - SSE och omkring E - W. Dessa sent bildade mineral har en preferens till de s.k. längs- och tvärsprickorna (dvs. NNW - NW och NE - ENE).

Rupturell tektonik

I Silverdalen har ett antal branter uppsökts med avsikt att klargöra, huruvida dessa för breccior eller visar andra spår av tektoniska rörelser. Silverdalen, där Silverån rinner, är en stor dalgång, som börjar i trakten av Marianne-lund och fortsätter därifrån mot ESE (N 70W), vidare i SE-lig riktning (N 30W) till Lönneberga och därifrån mot Hultsfred i ESE-lig riktning. Själva dalgången med Silverån intas till stor del av grusåsar. Bergarterna i branterna



Orientations of epidote veinlets.



Orientations of quartz veinlets

varierar från tuffer till agglomerat, olika sorters porfyrrer (med olika omkristallisationsgrad) samt röd och grå granit. Man kan dock konstatera, att bergarterna i branterna är påfallande friska och knappast visar tecken på en tektonisering. Enda möjliga undantaget är branten SW • 423,6 ESE Emarp station (gamla topografiska kartbladet Hvetlanda). Här finns en röd, medelkornig till grovkornig granit. Söder om undersökningsområdets sydvästra del förekommer en morfologiskt relativt flack terräng, där en tektonisering är påfallande. En mylonitisering och läkning med kvarts och epidot gör sig gällande framförallt i en E - W-lig riktning. Troligen existerar kraftiga krosszoner i dessa WNW- och NW-liga dalgångar. Detta gäller även om en tektonisering oftast ej kan spåras i de högt belägna branterna.

Ett antal gefügediagram har konstruerats över den rupturrella tektoniken. Över hela området utsågs i förväg inom olika bergarter ett antal branter, där en studie av den rupturrella tektoniken kunde företas. Totalt ytstuderades närmare 4300 sprickor. Dylika studier gjordes även i den ovan nämnda Silverdalen, och resultaten stämmer väl överens med dem inom undersökningsområdet. De i Silverdalen redovisas ej närmare. Harneskytor studerades i syfte att klargöra eventuella rörelser. Härvid har terminologin harnesk a och B använts. Harnesk a motsvarar "rillen" dvs. den striering med vilken man ej kan avgöra från vilket håll rörelsen har kommit. Harnesk B motsvarar de s.k. bommarna. I detta fall kan rörelseriktningen avgöras. Bäst är naturligtvis en kombination av båda (cf. Larsson 1954). Rörelsen har angetts med avseende på hur den "saknade" bergytan har rört sig. Vid karteringen inmättes dessutom samtliga större kvarts- och epidotådror (se föreg. avsnitt). Den rupturrella tektoniken visar en stark överensstämmelse inom olika bergarter. Regelbundenheten är dessutom stor inom hela området. Nedan givna data om huvudsakliga riktningar har erhållits från stereografiska projektioner, som har konstruerats. Stereogram över enskilda lokaler visade mycket stark överensstämmelse, och därför kunde olika stereogram (inom ett kartblad och samma bergart) läggas ovanpå varandra, och nedanstående uppgifter erhållas. Värdena är således endast ungefärliga.

Kartbladet Storebro (totalt 2800 sprickor; fig. 12).

Välbevarade vulkaniter: Den huvudsakliga riktningen går i ENE - WSW. I denna riktning förekommer mycket ofta krosszoner. Den andra viktiga riktningen är NNW - SSE. Därefter kommer NNE - SSW c:a 70°, NW - SE, E - W 70-75°, krosszoner i NE - SW samt flacka ytor i riktningarna WNW - ESE c:a 15° och NNE - SSW c:a 20°. Harnesk visar på horisontell rörelse i ytor med riktningen N 50° stupande vertikalt eller brant i båda riktningarna (endast harnesk a).

Den kristalliniska övergångstypen: Den dominerande riktningen är även här ENE - WSW. I denna riktning finns ett stort antal krosszoner och ett stort an-

tal ytor, som är harneskklädda. Rörelsen har i stort sett varit horisontell och åt båda hållen. Den andra betydande riktningen går i NNW - SSE. Även här förekommer harnesk, och rörelsen är horisontell. Två flacka riktningar är mest företrädda, nämligen WNW - ESE 10-35NNE samt E - W c:a 15S. Dessa är övervägande "råa" ytor. Övriga riktningar är N - S, NNE - SSW, NW - SE 60-70NE och WNW - ESE c:a 70SSW. De N - S-liga sprickorna är ofta harneskklädda, och karakteriseras av horisontella och undantagsvis vertikala rörelser.

Aplitlika porfyrrer: Huvudriktningar är fortfarande ENE - WSW med tendens även mot NE - SW och NNW - SSE. I den förstnämnda riktningen finns en mängd krosszoner. Andra riktningar är NNE - SSW, NW - SE, WNW - ESE c:a 80NNE, NW - SE c:a 50SW och WNW - ESE 15-20 NNE.

Sammanfattningsvis kan sägas att de s.k. längs- och tvärsprickorna är tydligast utbildade. De senare är till och med mera välutbildade. Detta är dock naturligt, då dessa blir rikligare företrädda i liten skala (cf. diabaserna).

Kartbladet Solnehult (totalt c:a 650 sprickor; fig. 13).

Diorit: Spricksystemen är mycket oregelbundna i denna bergart i likhet med i graniterna. Tydliga riktningar är framförallt N 10-30W vertikalt till 70S samt ENE - WSW. Bland de mera flacka ytorna finns E - W c:a 45S och WNW - ESE c:a 45S.

Välbevarade vulkaniter: Bland de mer eller mindre vertikala ytorna är de mest betydelsefulla riktningarna ENE - WSW c:a 80NW, WNW - ESE 70-80NNE, NNW - SSE och NW - SE vertikalt till 70E. De flacka ytorna är orienterade i E - W till WNW - ESE c:a 45S, N - S c:a 10E och N - S c:a 20W.

Kraftigt omkristalliserade porfyrtyper: Den viktigaste orienteringen är N 85E vertikalt. Andra är ENE - WSW, NNW - SSE, NNE - SSW och N - S vertikalt till brant W. NW - SE 30-40SW, NNW - SSE c:a 40W, E - W c:a 30S och ENE - WSW c:a 40NW tillhör de viktigaste flacka slagen.

Granit: Den viktigaste riktningen är även här den i ENE - WSW. I denna förekommer krosszoner. Dessutom finns NNW - SSE, NW - SE samt NNE - SSW. Bland de flacka ytorna finns NNW - SSE 20-30W. Således visar graniten spricksystem, som överensstämmer med vulkaniternas.

Kartbladet Lidhult (totalt c:a 800 sprickor; fig. 12).

Välbevarade vulkaniter: Den viktigaste riktningen är den i NE - SW ofta med en brant sydlig stupning. I några fall finns på dessa ytor harnesk a och B, vilka visar på en rörelse snett uppemot öster. Tydligast bland de flacka är E - W 30-40N och NW - SE c:a 45SW.

Aplitlik porfyr och flinkornig granit: Den mest betydelsefulla riktningen går i NE - SW vertikalt till c:a 60NW. Några av de mera flacka har en rörelse (harnesk a och B), som är riktad 90 grader nedåt (mot NW). Vidare finns NNE -

SSW med en dragning mot N - S. Några av dessa sprickor har harnesk a, och då i horisontell riktning. Av mindre betydelse är de NW - SE-liga, som oftast visar en brant sydlig stupning. Av de flacka sprickorna finns N - S c:a 40W, NW - SE c:a 30SW och WNW - ESE 10-30SSW. Bland de NW-liga finns harnesk a och B, och då med en rörelse horisontellt mot sydost.

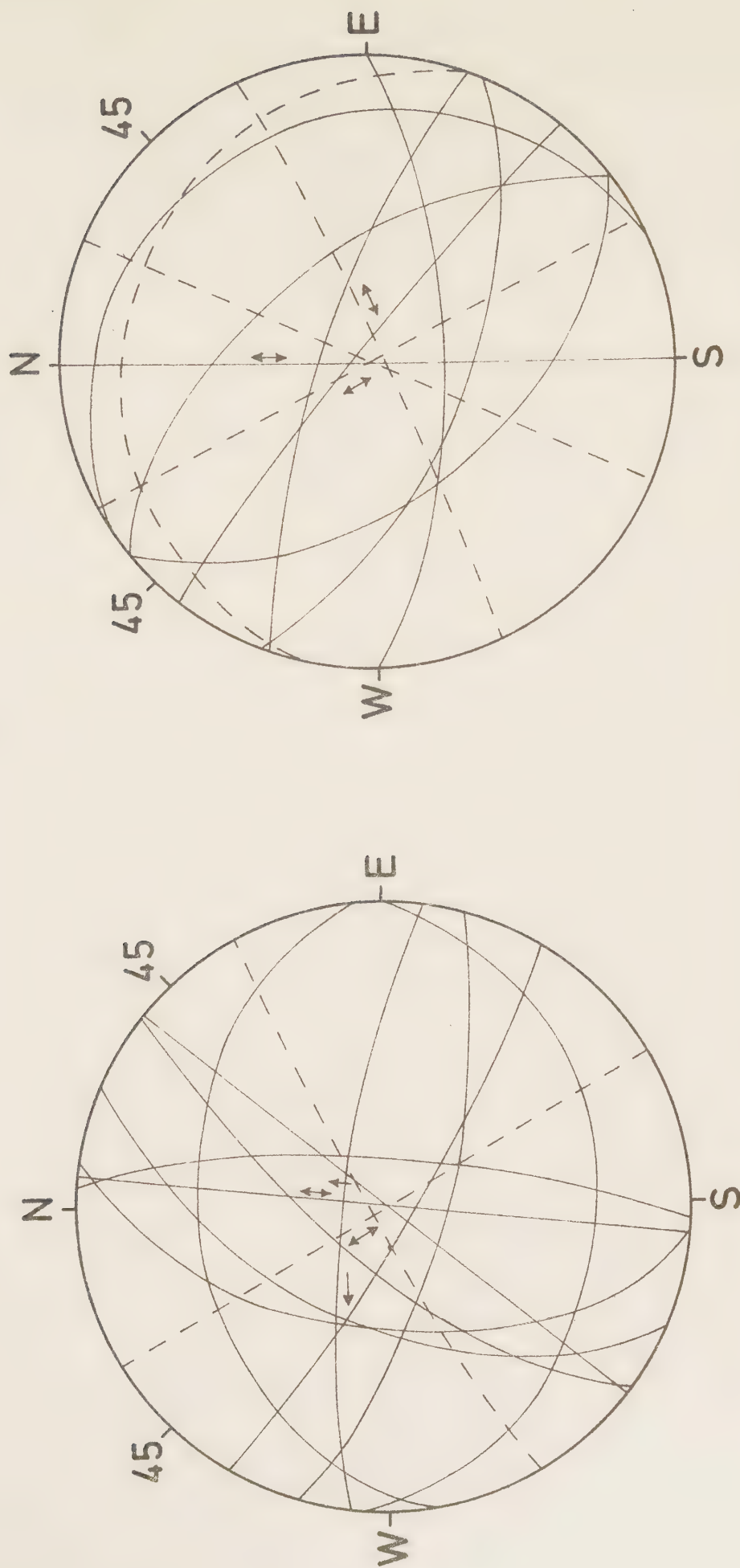
Granit: Den viktigaste riktningen är den i WNW - ESE. Även en dragning mot NW - SE finns. Därefter i betydelse kommer WNW - ESE brant S, NNW - SSE och N - S. Av de flacka förekommer NW - SE 10-40SW, WNW - ESE 10-20SW samt NW - SE 10-30SE.

Sammanfattningsvis kan man konstatera, att de vanligaste vertikala eller brant stupande ytorna finns i riktningarna ENE - WSW, NNE - SSW, WNW - ESE, NW - SE, N - S och E - W. Bland dessa är de ENE- till NE-liga samt NNW- till NW-liga systemen de viktigaste. De båda sistnämnda karakteriseras framförallt av horisontella rörelser. Även i de andra riktningarna är de horisontella rörelserna de viktigaste. Några bevis för att överskjutningar skulle ha ägt rum saknas (cf. Nilsson och Lindqvist 1969 pp. 116-120).

De flacka ytorna inom porfyrrerna på kartbladet Lidhult visar stupningar mot W till SSW resp. N. Den senare stupningen förekommer särskilt inom välbevarade porfyrrer. Inom graniterna på samma kartblad föreligger en stupning mot SW och NE. Porfyrrerna på kartbladet Storebro har flacka ytor, som stupar mot E, SE och S. Motsvarande bergarter på kartbladet Solnehult visar stupningar mot samma väderstreck samt NW. Inom den kristalliniska övergångstypen stupar de flacka ytorna på kartbladen Storebro och Solnehult mot WSW, SW och SSW. På Solnehultbladet stupar de inom graniterna mot NE och inom dioriten mot SSW. Inom de välbevarade porfyrrerna på kartbladet Storebro stupar de flacka ytorna in mot de kristalliniska porfyrtyperna. De senares flacka ytor stupar däremot in mot de välbevarade porfyrrerna.

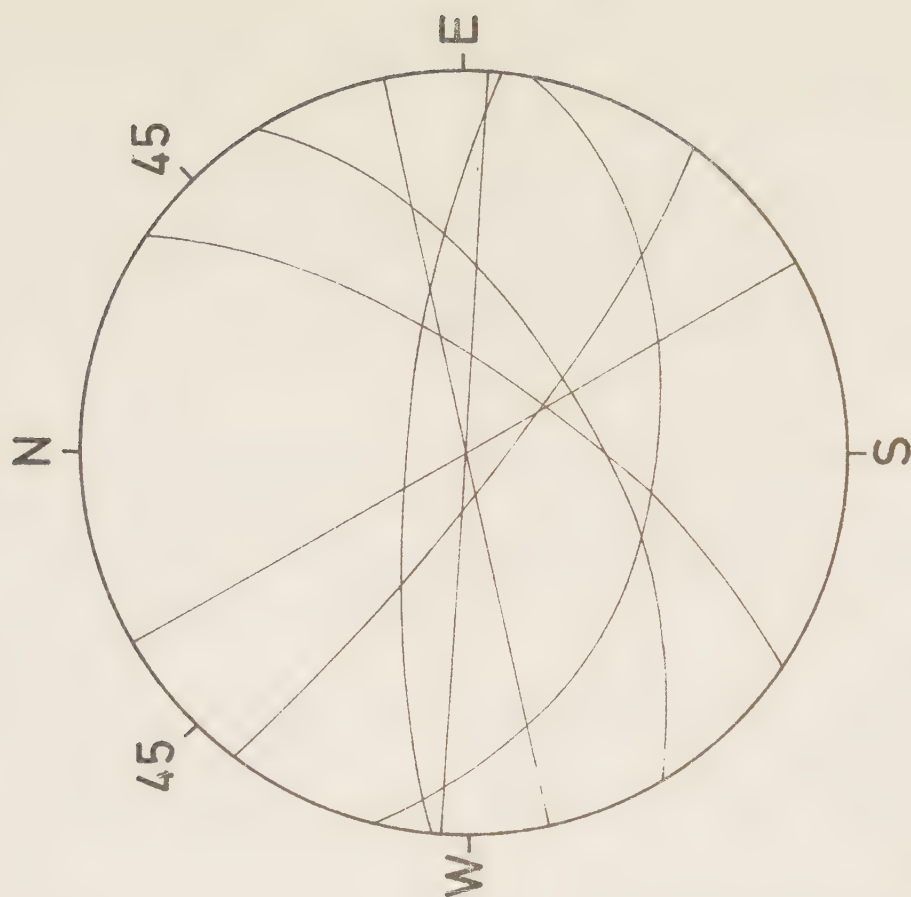
Flygbildsanalyser

En flygbildsanalys har gjorts över området. Vid den första analysen inlades längdriktningar på morfologiskt tydliga höjdelement (totalt 351 stycken; fig. 14), och vid den andra brant- och sprickriktningar (totalt 948 stycken; fig. 15). De resulterande kartorna har förminskats i förhållande till flygbilderna. Varje riktning på de två kartorna har mätts in med kompass, och sprickrosor har därefter konstruerats. En sprickros har gjorts för varje kartblad, för att eventuella skillnader skulle framträda. Dyliga undersökningar är vanliga (cf.

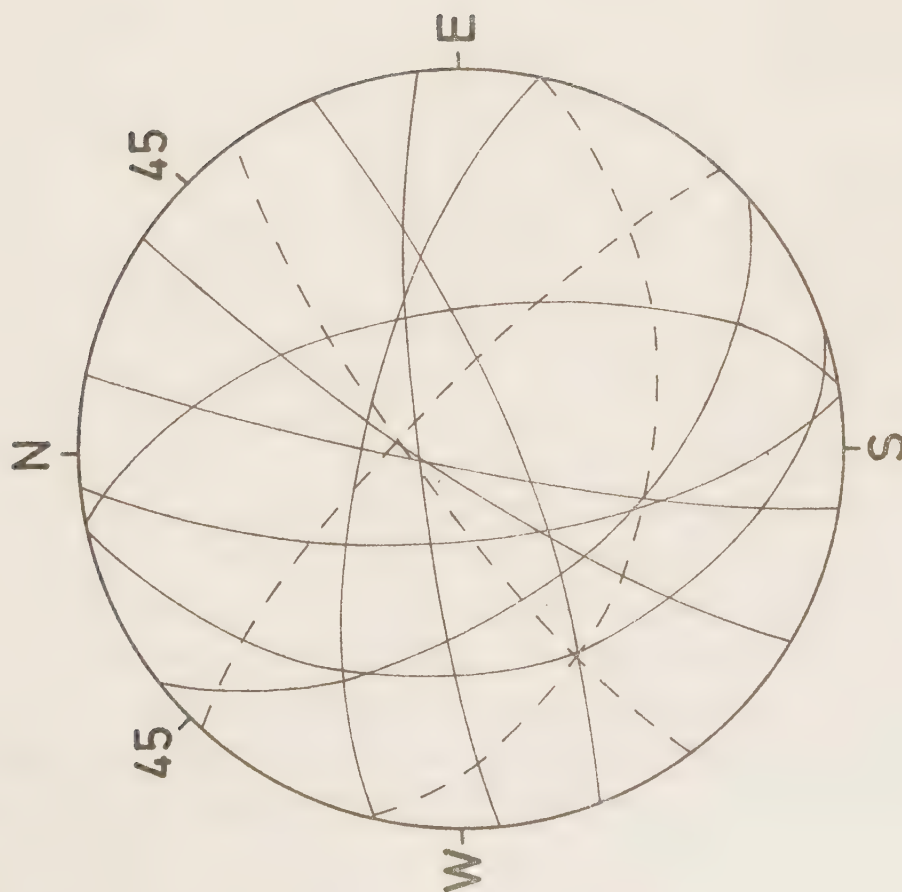


Map Storebro: 2800 joints.

Map Lidhult: Generalization of 800 measured joints with tendencies of movements.



Orientations of granite
dykes in the porphyries.



Map Solnehult: 650 joints.

Lattman och Nichelsen 1958). De ovannämnda kartorna samt samhöriga sprickrosor är redovisade.

Följande resultat erhöles:

Lidhult (fig. 17)

Längdriktningar: Dominans mellan N 20-50W framförallt i N 35W. Sekundärt finns N 25E och N 65E.

Branter: Dominans mellan N 10-40W huvudsakligen i N 30W. Sekundärt förekommer N 30E och N 65E.

Storebro (fig. 16)

Längdriktningar: Dominans mellan N 10-40W huvudsakligen i N 30W. Sekundärt finns N 20E, N 50E och N 70E.

Branter: Dominans mellan N - S till N 50W huvudsakligen i N 25W. Sekundärt förekommer N 80W, N 50E och N 75E.

Solnehult (fig. 16)

Längdriktningar: Dominans mellan N 10-50W huvudsakligen i N 30W. Sekundärt finns E - W, N 40E och N 60E.

Branter: Dominans mellan N - S till N 50W huvudsakligen i N 25W. Sekundärt förekommer E - W, N 45E och N 75E.

Vid betraktande av området via flygbilder frapperas man av den regelbundna uppbyggnaden, karakteriserad av långsträckta, flackt sluttande, ellipsformade höjder i riktningen nordnordväst, vilka är uppsplittrade vinkelrätt däremot. De NNW- till NW-liga riktningarna är de mest uthålliga och bredaste. Som tidigare konstaterats finns de största diabaserna i denna riktning. De motsvarar Asklunds s.k. längssprickor. De mindre i NE- till ENE-lig riktning motsvarar hans tvärsprickor (cf. Asklund 1927).

Det kan vara intressant att jämföra diagrammen från undersökningsområdets perifera delar. Vad beträffar längdriktningarna så överensstämmer diagrammen bättre om en vridning sker av Solnehultsdiagrammet med c:a 10 grader mot väster. Detsamma gäller sprickriktningarna men med ett belopp av endast c:a 5 grader. Generellt kan man konstatera, att en vinkelavvikelse föreligger i samtliga fall från branternas riktningar med ett belopp av c:a 5 grader medurs. Dalriktningarna följer i regel ej de kraftigaste sprickriktningarna utan går snett däremot (cf. Nordenskjöld 1942 pp. 52-54). De sekundära riktningarna är mest företrädda i de västra delarna av undersökningsområdet. Detta beror på, att uppsplittringen är mycket stark vinkelrätt mot längdriktningen. I den stora ovala NNW-liga höjdsträckningen är uppsplittringen så stark, att delhöjderna kan få en NE- till ENE-lig längdriktning. Dessa sekundära linjära drag är förhållandevis korta och smala. Även om de ellipsoidala höjderna synes stupa relativt flackt marginellt så är bergbranterna, vilka är belägna högst

upp, ofta vertikalt stupande. Några större breccior har ej påträffats, men det påstås att åkrarna öster Hästhagsbergen (kbl. Storebro) är dåliga på grund av ett rikt innehåll av skarpkantade bergartsbitar. Att riktningarna NNW - NW är betydande krosszoner synes troligt. Nordenskjöld rapporterar, att kvartsbreccior har konstaterats i dessa riktningar (Nordenskjöld 1937 p. 115).

Diabasernas riktningar

Sammanlagt har 88 diabaser påträffats inom undersökningsområdet. Dessa tilldrar sig ett speciellt intresse, då spricksystemen anses ha varit öppna vid diabasmagnans framträngande.

Lidhultsbladet (45 gånger) har den största spridningen. Den huvudsakliga riktningen är från N 20E till N 45W med en dominans för riktningen N 20-30W. Stupningen är vertikal eller brant mot NE. Övriga riktningar är från N 45E till N 80E och då huvudsakligen i c:a N 60-70E. Stupningen är vertikal eller brant mot NNW eller SSE (fig. 18).

Storebrobladet (21 gånger) har relativt få diabaser. Den mest företrädde riktningen ligger mellan N 50E och N 80E med i stort sett vertikal stupning. Ett par finns med nordlig strykning, och flera diabaser förekommer i riktningen E - W med vertikal stupning (fig. 18).

Solnehultsbladet (22 gånger) har en dominans mellan N 50E och N 75E med stupningar från vertikalt till brant eller medelbrant mot NNW (fig. 19).

Diabaserna förekommer uppenbarligen i stort sett i alla riktningar men med en preferens till de s.k. längs- och tvärsprickorna. Ett intressant och framträdande drag är också, att diabaserna förekommer i de marginella delarna av porfyrrerna, särskilt i de aplitlika typerna. Endast ett fåtal diabaser har påträffats inom de välbevarade porfyrrerna. I jämförelse med diabaserna i Sjögelöområdet västra delar är gångarnas riktningar desamma (cf. Hagström 1970).

Directions of morphological lineaments after aerial photographs



Fig. 14

Steep sides and joints after aerial photographs

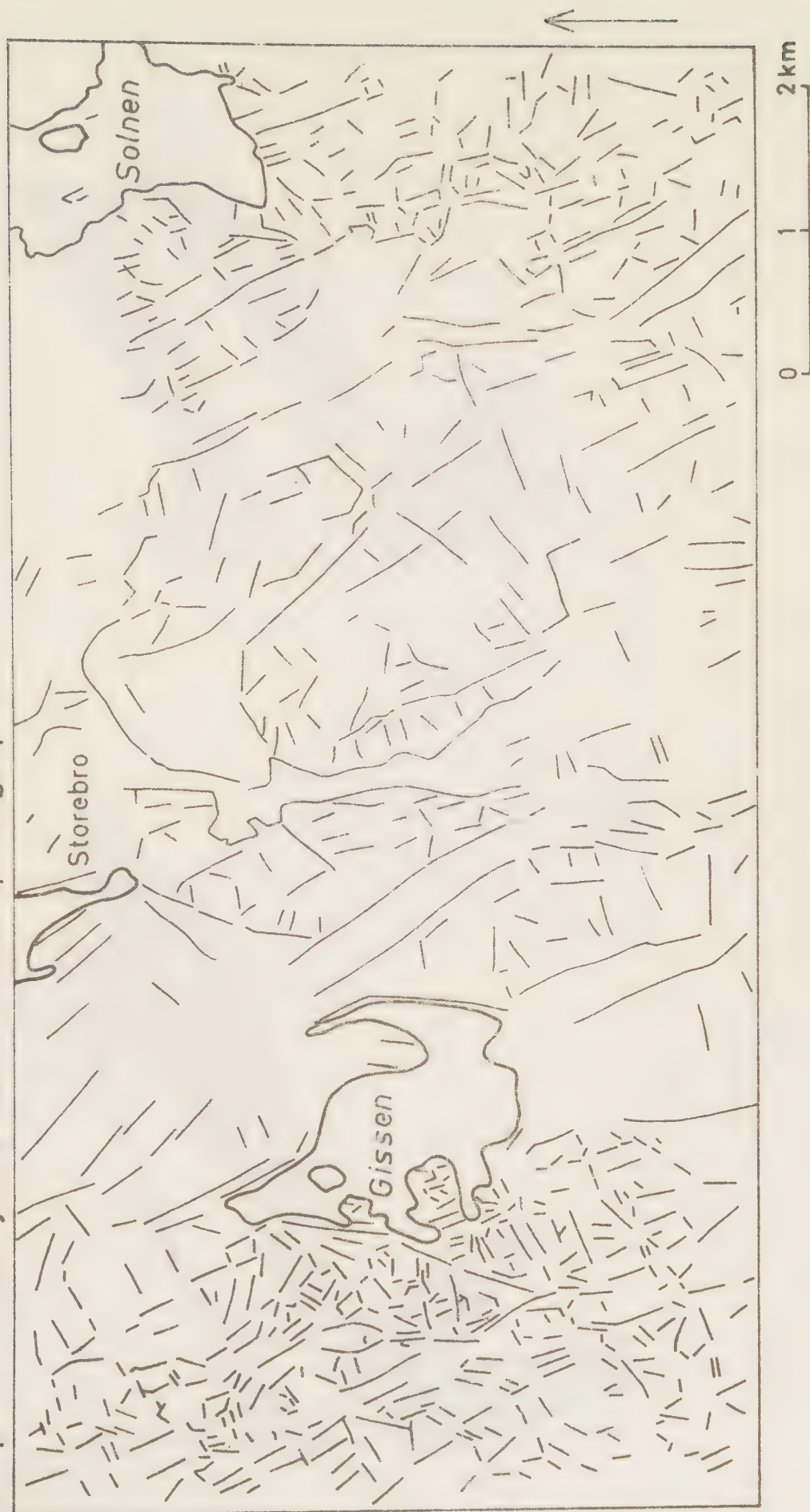
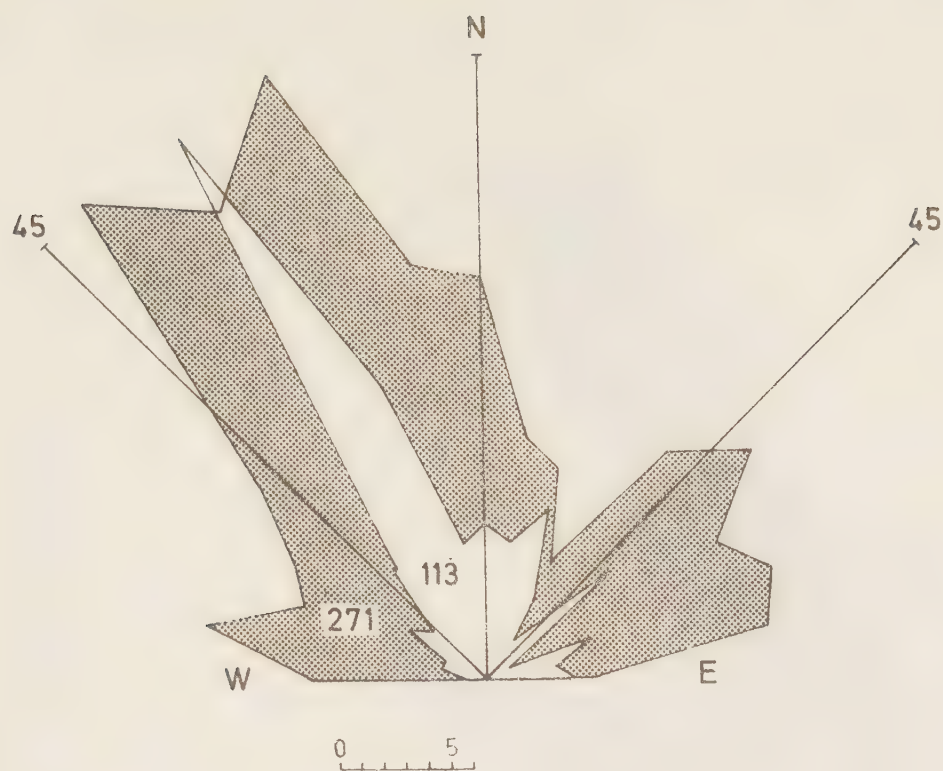
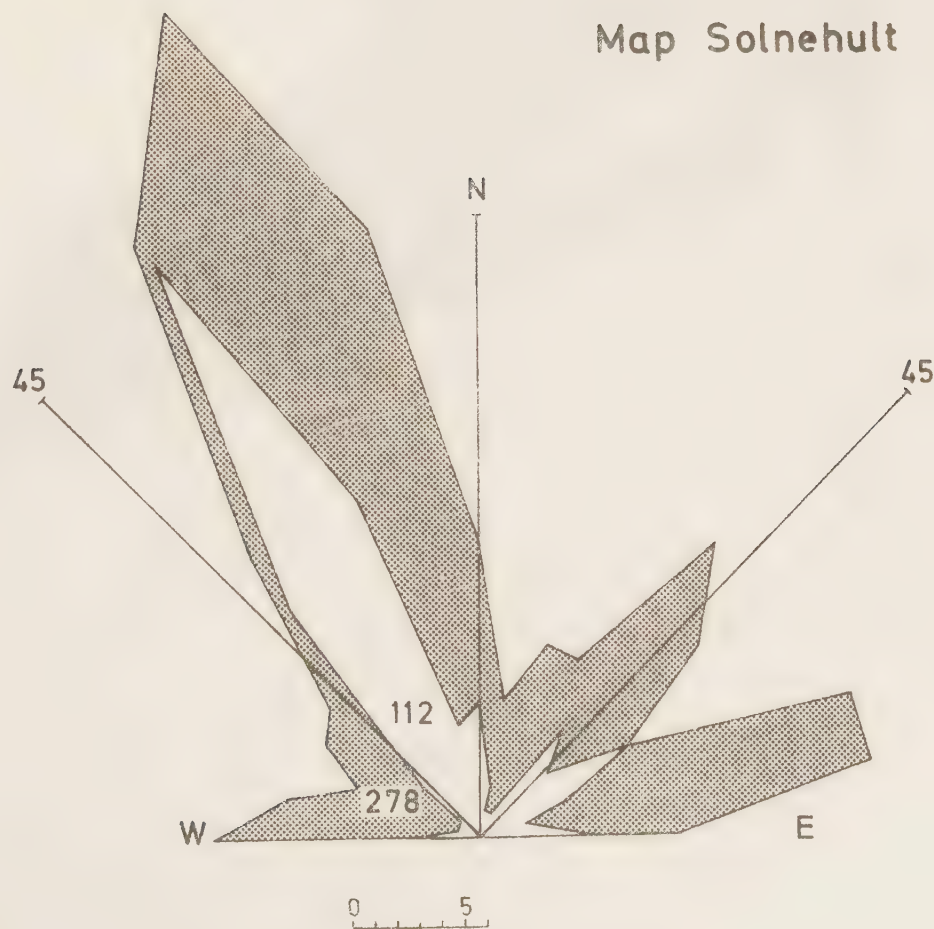


Fig. 13

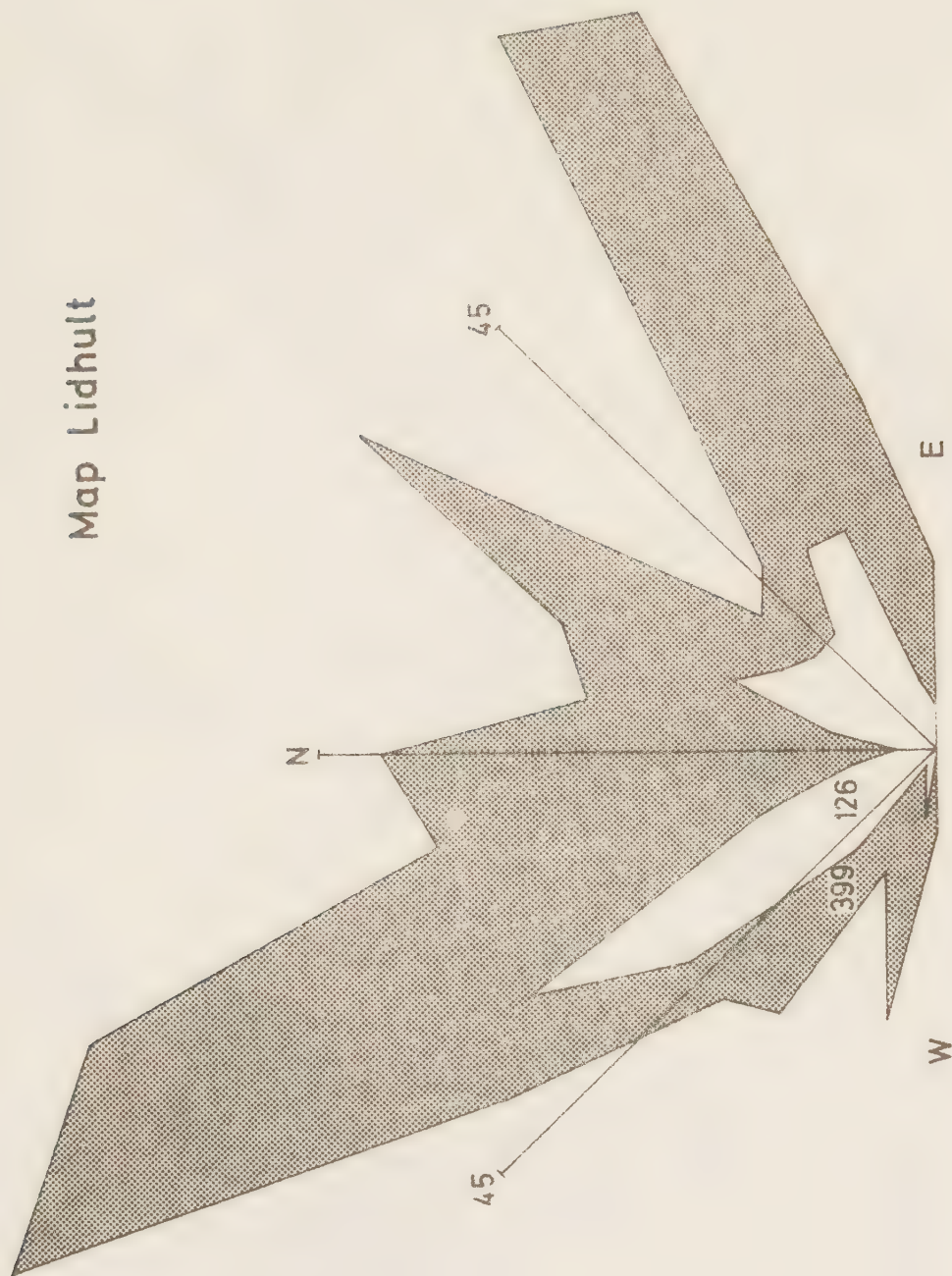
Map Storebro



Map Solnehult



Map Lidhult



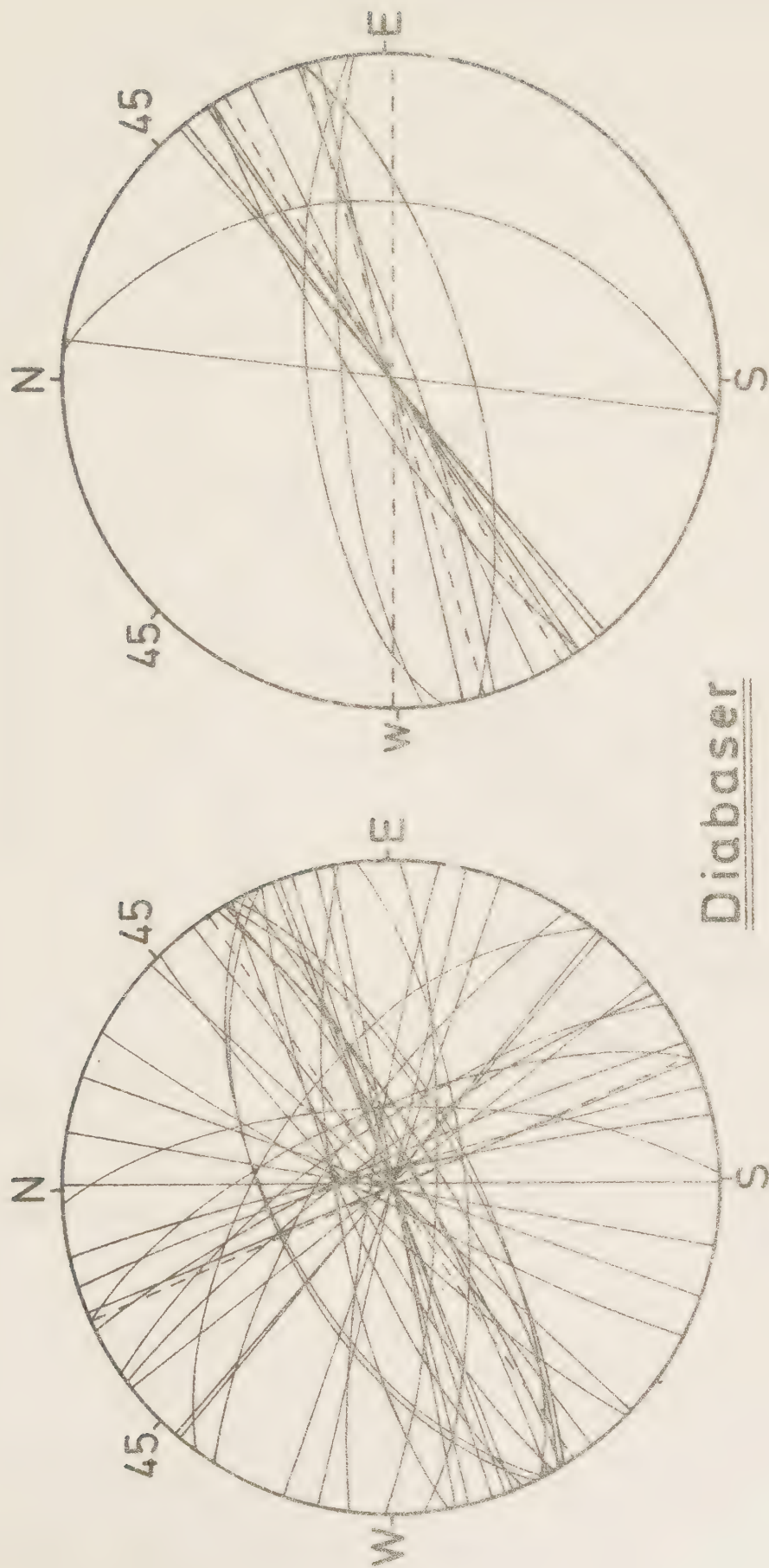
After aerial photographs:

Steep sides and joints

Directions of morphological lineaments

0 5 measurements

Fig. 17



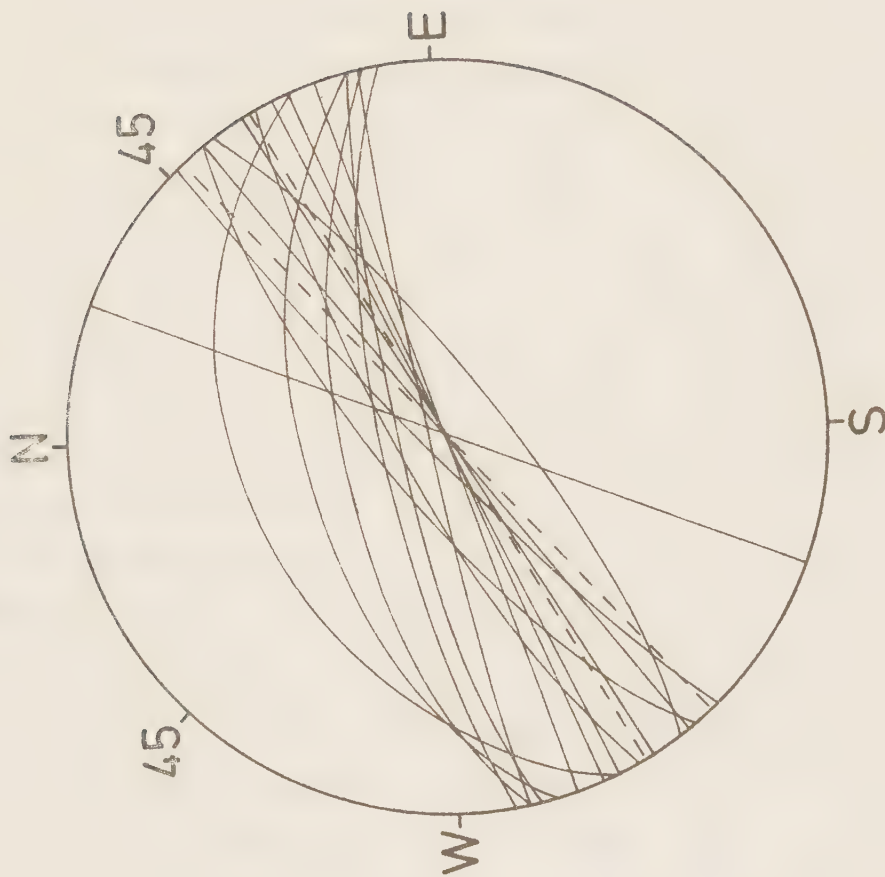
Diabaser

Kbl. Lidhult
45 st.

Storebro
21 st.

Streckad linje = flera gånger

Fig. 18



Solnehult

22 st.

Fig. 12

SAMMANFATTNING AV DEN TEKTONISKA UTVECKLINGEN

Vad som först och främst kan konstateras är att de WNW - ESE till E - W, NNW - SSE till NW - SE samt möjligen NE - SW till ENE - WSW-liga systemen är mycket gamla i Smålands berggrund, emedan vulkaniter och sediment ligger inrättade efter dessa linjer (fig. 1). Vulkanismen kan ha skett efter dessa system särskilt i deras skärningspunkter. De äldre bergarterna i området har tydliga veckaxlar samt stänglighetsriktningar i NNW och NW men även NNE. Den förstnämnda riktningen är den huvudsakliga. I tufferna och de flesta porfyrier kan ingen mätbar struktur återfinnas. I de röda samt rödflammiga porfyryerna av parataxitisk karaktär finns dock veckaxlar i nämnda riktningar. Den första deformationsfasen tycks sålunda ha veckaxlar i framförallt NNW flackt stupande mot norr eller söder. Spridningen av stängligheten är stor, och en NNE-lig tendens kan också återfinnas. Denna spridning kan troligen bero på senare deformationer, varvid de NNW-liga strukturgeologiska elementen har kunnat förställas. Det gröna tuffmassivet har en WNW-lig utsträckning. Bergarten är förskiffrad i denna riktning, troligen sammanhängande med en andra deformationsfas i WNW-lig riktning. Veckaxlar är arrangerade i denna riktning, och de har en flack stupning. Denna yngre deformation kan dock ej upptäckas i graniterna, vilka tycks helt massformiga. Graniterna kan ha orsakat en viss deformation av de äldre bergarterna. Deformationerna kan primärt ha åstadkommit den topografiskt svagt böljande dom- och bassängterrängen. Efter bergarternas konsolidering har en uppsprickning skett, vilken på grund av den tidigare terrängen fått ett regelbundet utseende. En höjning av området har förmodligen skett i samband med vulkanitbildningen, och denna kan ha gynnat den vinkelräta uppsprickningen med bildning av eventuella tensionssprickor. De två vinkelräta systemen NNW till NW samt ENE till NE bör vara relativt likåldriga. Inom dessa finns framförallt horisontella rörelser. Såsom nämnts förekommer diabaserna framförallt i dessa båda riktningar. Dessutom förekommer diabaser i andra riktningar utan att någon större tidsskillnad kan förmodas. Förmodligen är det ej någon tillfällighet, att de flesta diabaser finns i randzonen mellan graniter och porfyrier. De N - S-liga linjerna är möjligen något yngre, emedan de yngsta konstaterade diabaserna förekommer i denna riktning. Den är i varje fall sent utnyttjad. Man kan tydligt se på kartor, att denna riktning är morfologiskt betydelsefull. Den intas av ett flertal sjöar.

SAMMANFATTNING AV BERGARTSUTVECKLINGEN

Bildningen av vulkaniter har inlett de bergartsbildande processerna inom undersökningsområdet. De äldsta vulkaniterna är de mest omkristalliserade dvs. aplitlik porfyr, grå porfyr (tuff) och kristallinisk övergångstyp. Tuffen visar övergångar till lapillituffer och agglomerat. Den kristalliniska övergångstypen har strukturer och texturer, som tyder på att den är rik på tidigare glasfragment. Möjligen har bergarten ett basalt läge. I de röda och rödflammiga porfyrerna finns de parataxitiska typerna innehållande extremt utvalsade fragment av tidigare glas. Denna utvalsning kan bero på bergartens basala läge i lagerföljden. Den yngsta extrusiva bergarten i undersökningsområdet är den gröna tuffen samt agglomeratet med grön tuffmatrix. Intressant är att "glas"mängden ökar mot de yngre bergarterna. Även den gröna tuffen tycks vara "glas"rik. Inlagringar med perlitisk textur finns i allt större mängd i de röda, rödflammiga till mörka porfyrerna. Mindre "massiv" och partier finns av "perlit". Det bör dock betonas, att denna "stratigrafi" ej kan drivas till fullo. Förmodligen är dock tuffer och agglomerat inlagrade inom porfyrerna. Ignimbritfacies och subaeril, explosiv facies tycks ha förekommit upprepat. Åldersdifferensen mellan de olika vulkaniterna synes ej vara stor (jämför tabell 8). Den intermediära Nymålagranofyren tycks vara yngre än den gröna tuffen, men den är förmodligen äldre än närliggande dioritmassiv. En del basiska vulkaniter kan således vara yngre än de sura vulkaniterna men äldre än djupbergarterna. Det krävs dock noggrannare undersökningar för att verifiera detta. Djupbergartssviten bör dock komma relativt nära vulkaniterna i åldershänseende. I denna svit ingår till följd av differentiation gabbro - diorit - kvartsdiorit - granodiorit samt möjligen röd, salisk granit. Graniterna har haft en kraftigt omkristalliserande effekt på de lägst liggande samt perifera delarna av vulkaniterna. De kemiska likheterna mellan graniter och porfyrier är stora. Även om porfyrerna är mycket kraftigt omkristalliserade och närmar sig en "finkristallinisk granit" makroskopiskt, tycks ofta en relativt skarp kontakt föreligga. Man kan förmoda, att graniterna är intrusiva och har assimilerat stora mängder porfyrmaterial, vilket kan ses vid kontakt-erna. Där finns xenolitartat stora mängder aplitiskt material. Förmodligen är graniterna bildade genom anatexis. Inom Sjögelöområdet finns skarpa kontakter mellan porfyr och granit, indikerande att graniten är den äldre bergarten. Som antytts är förmodligen de flesta av dessa porfyrier i gångform och av liten storlek. Dessa finns dock ej i undersökningsområdet. Gångsviten är yngre än graniterna. Åldersförhållandet är antagligen: granitporfyrier och gångporfyrier, diabasporfyrer, uralitdiabaser samt slutligen svarta, olivin-

förande diabaser. De förekommer i stort sett i alla riktningar men företrädesvis i de NNW- och ENE-liga riktningarna. Diabaserna är vidare särskilt företrädade i de perifera delarna av vulkaniterna. Det har ej framkommit något skäl till att hänföra dessa gångbergarter till en epok, som är avsevärt yngre än graniterna. Tvärtom pekar många omständigheter (tektonik, genes och fältförhållanden) på att de kommer relativt nära graniterna i åldershänseende. Denna bergartsutveckling är ingen sällsynthet utan snarare mycket vanlig under speciellt postorogena förhållanden.

SUMMARY

The investigated area is situated in the northeastern parts of the Province of Småland about 10 km to the south of Vimmerby (fig. 1). Parts of the area are situated on the topographical map 6 G Vimmerby NW (1: 50 000). This report covers an area of 50 sq. kilometers and includes the outermost eastern part of O. Nordenskjöld's Sjögelö porphyry area (Nordenskjöld 1894 a).

The volcanics, sediments and following Småland granites and associated rocks have been thought to make a separate orogenic cycle, Gothian in age. The rocks are now considered to be of postorogenic Svecofennian age, as revealed by radio-metric age determinations (Welin 1966). According to Åberg (1972) the Rb/Sr isochron age of the porphyries (whole rock method) in Småland is 1695 ± 20 m.y. Some rock samples from the investigated area are then included.

The rock-forming processes of the area have started with the formation of volcanic rocks. Among the most recrystallized volcanic rocks there are the aplite-like porphyries (fig. 34), the grey porphyrite (tuff) (figs. 20 and 21), and the crystalline transitional types. The tuffs are showing transitions to lapilli tuffs and agglomerates. Among the relatively well-preserved volcanic rocks there are red, red "flamy", dark (figs. 28 and 29), and grey porphyries (fig. 25). Even among these rocks there are intercalations of tuffs - agglomerates (figs. 22 and 23). The main part of the volcanic rocks show such structures and textures that they are interpreted as ignimbrites. Intercalations of tuffs and agglomerates point towards rhythmic volcanic conditions with explosive, subaerile volcanism together with the relatively calm ignimbrite emission. The ignimbrites seem to have a very large distribution in Småland, as the same structural forms have been found in different parts of

the Sjögelö area and outside, e.g. the parataxitic ignimbrites with very elongated spherulite fragments (figs. 30, 31 and 41). A green tuff is considered to be the youngest volcanic rock in the area (fig. 26). It is outcropping in a WNW-erly direction with agglomeratic parts concentrated to the northern margins of the massif. The fragments are of rather well-preserved porphyry types usually with sizes of some decimeters (cf. fig. 24). Beautiful pisoliths exist in this green tuff (fig. 27). There are a lot of fragments with perlitic textures in the rather well-preserved porphyries (figs. 32 and 33). These "perlites" are concentrated to the south of the area and in the well-preserved types of the porphyries. Rather large parts of the outcrops could be of perlite origin.

The porphyries (i.e. probably ignimbrites) are mainly of rhyolitic to alkali-rhyolitic composition according to Rittmann's terminology (1952), while the groundmasses of the tuffs have a quartz-latitic composition. They are all of Pacific type (cf. table 1).

The volcanic rocks are all more or less porphyritic. The phenocrysts are of plagioclase (oligoclase and andesine), perthitic microcline, microcline and quartz. Generally the plagioclase phenocrysts are deanorthitized, epidotized and sericitized. Other minerals are epidote (even zoisite and clinozoisite), sphene, biotite, muscovite, ore minerals (often very much pyrite), chlorite, apatite, zircon, and in some cases hornblende and allanite.

Some "basic" volcanic rocks outside the investigated area can probably be younger than the related volcanic rocks of the investigated area. Norden-skjöld (1894 a) called these rocks basic, but the mineralogy proposes an intermediate composition.

Plutonic rocks are younger than the volcanic rocks. They are differentiated from gabbro - diorite - quartz-diorite - granodiorite and probably to red, salic medium- to coarse-grained granite. The gabbro is a hornblende gabbro (cf. fig. 40). The terminologies according to Moorhouse (1959) and Streckeisen (1967) have been used. The granites are varying syeno- and monzogranites (Streckeisen 1967). The granites have the same mineralogy as the volcanic rocks (cf. fig. 35). Close to the volcanic rocks the granite can often be fine-grained and somewhat porphyritic in structure. The granites are probably intrusive and of anatectic origin. Xenoliths of the porphyries exist in the granite close to the contact. Big parts of the volcanic rocks are severely recrystallized, especially the outer and lower parts.

Dyke porphyries, dolerite porphyrites, uralite dolerites and black dolerites have intruded in mainly NNW-NW-erly and ENE-NE-erly directions. The dyke porphyries and uralite dolerites show in some cases composite dykes, but they are clearly of different ages. The dyke porphyries have the same mineralogy

as the ordinary porphyrites (cf. fig. 36). They can be highly crystallized and they are then called granite porphyries in this paper. Spherulites can exist. The dolerite porphyrites have abundant big plagioclase crystals (2-3 cm long) and even anorthositic rounded "fragments" (up to 2-3 dm big) (fig. 38). These rocks have pseudomorphoses of olivine. Only clinopyroxene has been identified, of which some have a small $2 V_{\gamma}$ (i.e. $36-38^{\circ}$). Thus, this augite can be called subcalcic. The uralite dolerites are strongly transformed. These rocks are usually fine-grained. The groundmass consists of plagioclase laths (usually andesine), epidote minerals, ore minerals, chlorite and uralite (fig. 37). The black dolerites are younger than the uralite dolerites. These black dolerites carry olivine and olivine pseudomorphoses. Both ortho- and clinopyroxenes exist. Even in these rocks a subcalcic augite seems to occur (cf. fig. 39).

Concerning the tectonic evolution the WNW - ESE to E - W-ern, NNW - SSE to NW - SE-ern and possibly NE - SW to ENE - WSW-ern directions are very old as the sediments and volcanics have their general orientation in these directions. The oldest volcanic rocks have lineations and some fold axes in a mainly NNW-erly direction with a low dip both to the north and to the south. The youngest volcanic rock (i.e. the green tuff) has fold axes mainly in a WNW-erly direction, mainly with a low dip to the west. Thus, there seem to be two directions of deformations, which can have caused the topographically faintly undulating dome and basin terrain. The granites are completely massive and there are no macroscopical traces of deformation. The influence of the granites on the deformation of the volcanic rocks is unsure.

According to several authors there generally is a rise of the bedrock in context to volcanism. Two sets of tension joints can appear in rocks exposed to subsidence, compression and rise (Price 1959; 1966). Thus, the domes are split up mainly parallel and perpendicular to them. These conditions can be the reason, why the hypabyssal rocks occur mainly in these two directions. The different hypabyssal rocks are not contemporaneous but there is no reason to assume considerable difference in time.

Thus, the geological evolution seems to be a normal one under postorogenic conditions.

ERKÄNNANDEN OCH TACK

Arbetet har bedrivits vid Mineralogisk-geologiska institutionen i Lund. Avdelningens chef, professor Sven Hjelmqvist har under arbetets gång med talrika råd, anvisningar och diskussioner villigt stött undersökningen. Han har med sitt särskilda intresse för undersökningsområdet meddelat sina åsikter vid ett flertal exkursioner samt kritiskt granskat ett preliminärt manuskript av denna uppsats.

FK Kennert Röshoff har vid ett par exkursioner inom undersökningsområdet givit sina åsikter särskilt rörande tektoniken, kritiskt granskat manuskriptet och genom diskussioner väsentligen underlättat författarens arbete. FK Zoltan Solyom har genom sin stora sakkunskap och sitt benägna bistånd gjort det möjligt för förf. att få kemiska analyser gjorda vid institutionen i Lund. Bergartsanalyser är dessutom utförda vid SGU, Stockholm. FK Ulf Wiklander har granskat vissa delar av manuskriptet och genom talrika diskussioner väsentligen underlättat arbetet. FK Wiking Andersson har vid flera tillfällen varit behjälplig vid utarbetandet av kemiska analyser samt vid talrika diskussioner. Avdelningsdirektör Thomas Lundqvist har vid exkursion inom undersökningsområdet meddelat sina åsikter och kraftigt underlättat förf. arbete genom ett stort antal diskussioner. De Rb- och Sr-värden som är angivna i tabell 3 har erhållits av FK Göran Åberg. Han har även kritiskt granskat avsnittet rörande åldersbestämningar. Renritningen av samtliga kartor och diagram har utförts av ritbiträdet Siri Bergström. Fotografering av stuffer samt framställning av dessa kopior har gjorts av FS Ulf Lindemark (fig. 22, 24, 28, 30 samt 41). Renskrivning av delar av manuskriptet har gjorts av laboratorieassistent Ingrid Steneström. Språkgranskning av den engelska sammanfattningen har gjorts av fru Margery Palmgren. Råd angående illustrationsmaterial samt publiceringsanvisningar har getts av FL Sven Laufeld.

Författaren har erhållit anslag ur Matematisk-naturvetenskapliga fakultetens fältarbetsanslag och ur dess anslag för ograduerade forskare. Dessutom har medel erhållits ur Kungl. Vetenskapsakademiens Hierta-Retzius' fond samt ur Längmanska Kulturfonden. Till ovan nämnda personer och institutioner och till de kolleger på institutionen och andra som på olika sätt har understött och medverkat i arbetet med denna undersökning vill jag framföra mitt varma tack.

Lars Persson

LITTERATUR

GFF = Geologiska Föreningens Förhandlingar

SGU = Sveriges Geologiska undersökning

SGÅ = Svensk Geografisk Årsbok

Abich, H., 1882: Geologische Forschungen in den Kaukasischen Ländern, II.
Geologie des Armenischen Hochlandes, I. Westhälfte. Wien.

Almond, D.C., 1971: Ignimbrite vents in the Sabaloka cauldron, Sudan.
Geol.Mag. 108 No 2.

Anderson, C.A., 1968: Metamorphosed Precambrian silicic volcanic rocks in
central Arizona. Bull.Geol.Soc.America. Studies in volcanology. Mem 116.

Anderson, G.H., 1937: Granitization, albitization and related phenomena in
the northern Inyo range of California-Nevada. Bull.Geol.Soc.America 48,
No 1.

Anderson Jr, J.E., 1969: Development of snowflake texture in a welded tuff,
Davis Mountains, Texas. Bull.Geol.Soc.America 80, No 11.

- 1970 a: Recognition and time distribution of texturally altered welded tuff.
Bull.Geol.Soc.America 81, No 1.

- 1970 b: Snowflake texture not diagnostic of devitrified ash-flow tuffs:
Reply. Bull.Geol.Soc.America 81, No 8.

Aramaki, S. and Yamasaki, N., 1963: Pyroclastic flows in Japan. Bull.Volc.
26.

Asklund, B., 1921: Några urbergstektoniska problem från Östergötland.
GFF 43/6-7.

- 1923: Bruchspaltenbildungen im südöstlichen Östergötland. GFF 45/3-4.

- 1927: Om Fennoskandias algonkiska geologi och formationsindelning.
GFF 49/4.

Asklund, B. och Sandegren, R., 1923: Beskrivning till kartbladet Torönsborg.
SGU Aa 153.

Asklund, B., Ekström, G. och Assarsson, G., 1928: Beskrivning till kartbladet
Gusum. SGU Aa 159.

Backlund, H.G., 1950: Västervikskvartsiten och "granitiseringsen". GFF 72/3.

Balk, R. and Krieger, P., 1936: Devitrified felsite dikes from Ascutney
mountain, Vermont. Amer.Min. 21.

Balkay, B., 1962: On the Neozoic magma tectonics of Hungary. Acta Geol.
Ac.Sci.Hung. VII.

- Beavon, R.V., Fitch, F.J. and Rast, N., 1958: Sub-aerial volcanicity in Snowdonia. *Nature* 181.
- 1961: Nomenclature and diagnostic characters of ignimbrites with reference to Snowdonia. *Liverpool and Manchester Geol.Journ.* 2.
- Bederke, E., 1948: Grundfragen des Vulkanismus. *Geol.Rundschau* 35.
- van Bemmelen, R.V., 1961: Volcanology and geology of ignimbrites in Indonesia, North Italy and the USA. *Geologie en mijnbouw* 40. (Också publicerad i *Bull.Volc.* 25, 1963.)
- Björnsson, S. 1937: Sommen-Åsundenområdet. En geomorfologisk studie. *Medd.Lunds Univ.Geogr.Inst. Avh* IV.
- Blyth, F.G.H., 1940: The nomenclature of pyroclastic deposits. *Bull.Volc.* 6.
- Bonney, T.G. and Parkinson, J., 1903: On primary and secondary devitrification in glassy igneous rocks. *Quart.Journ.Geol.Soc.London* 59.
- Bouladon, J. et Jouravsky, G., 1954: Les ignimbrites du précambrien III de Tiouine et du sud Marocain. *Serv.géol.Maroc. Notes et mémoires* 120, VIII.
- Boyd, F.R., 1961: Welded tuffs and flows in the rhyolite plateau of Yellowstone Park, Wyoming. *Bull.Geol.Soc.America* 72 No 1.
- Boyd, F.R. and Kennedy, G., 1951: Some experiments and calculations relating to the origin of welded tuffs. *Amer.Geophys.Union. Trans.* 32.
- Branch, C.D., 1963: The emplacement of acid magma in the epizone, and the relationship with ignimbrites in North Queensland, Australia. *Bull.Volc.* 25.
- 1967 a: Genesis of magma for acid calc-alkaline volcano-plutonic formations. *Tectonophysics* 4.
- 1967 b: The source of eruption for pyroclastic flows: Cauldrons or calderas. *Bull.Volc.* 30.
- Brotzen, O., 1961: On some age relations in the Pre-Cambrian of southwestern Sweden. *GFF* 83/3.
- Brouwer, H.A., 1942: Granodioritic intrusions and their metamorphic aureoles in the young-Tertiary of central Flores. *Geological expedition to the lesser Sunda-Islands* IV.
- 1962: Extrusive volcanism with reference to earth movements. *Crust of the Pacific Basin, Geophysical Monograph* No 6.
- von Bubnoff, S., 1931: Zur Deutung des südbaltischen Kluftnetzes. *Geol. Rundschau* 22.
- 1943: Der Südrand Skandinaviens. *Geol.Rundschau* 34.
- 1952: Fennosarmatia. *Geologische Analyse des Europäischen Kerngebietes.* Berlin.
- 1953: Über die Småländer "Erdnaht". *Geol.Rundschau* 41.

- Buddington, A.F., 1959: Granite emplacement with special reference to North America. *Bull.Geol.Soc.America* 70 No 6.
- Bykovskaya, E.V. and Rottman, V.K., 1961: Geologic significance of ignimbrites in the different Far East volcanic zones. *Trudy Lab.Vulk.* No 20. (Publicerad i Martin och Malahoff, 1965.)
- Bäckström, H., 1890: Über fremde Gesteinseinschlüsse in einigen skandinavischen Diabasen. *KVAH* 16, Afd.2 nr 1.
- 1894: Tvenne nyupptäckta svenska klotgraniter. *SGU C* 136.
- Carozzi, A.V., 1960: Microscopic sedimentary petrography. New York.
- Charlesworth, H.A.K., 1969: Some observations on the age of jointing in macroscopically folded rocks. *Proceedings, on research in tectonics (kink bands and brittle deformation). National advisory comm. on research in the geol. sciences. Geol.Survey of Canada GSC Paper 68-52. Ottawa.*
- Charlesworth, G., Fauvelet, E.P. et Hindermeier, J., 1953: Notes sur les granites precambriens d'age tardif de l'Anti-Atlas. *Congr.Géol.Int. Comptes rendus 19. Sess. Algérie. Sect.1. Les subdivisions et les corrélation de l'antécambrien. Alger.*
- Cioflieă, G., 1962: Entwicklung des Mesozoischen Vulkanismus des Drocea-Gebirges. *Acta Geol.Ac.Sci.Hung.* VII.
- Clark, L., 1964: The Borrowdale volcanic series between Buttermere and Wasdale Cumberland. *Proc. Yorkshire Geol.Soc.* 34, part 3, no 17.
- Cook, E.F., 1959: Ignimbrite Bibliography. Idaho Bureau of Mines and Geology. Information Circular No 4.
- 1966 a: Paleovolcanology. *Earth-Science Reviews* 1.
- 1966 b: Tufflavas and ignimbrites: a survey of Soviet studies. New York.
- Cook, H.E., 1968: Ignimbrite flows, plugs, and dikes in the southern part of the Hot Creek Range, Nye County, Nevada. *Bull.Geol.Soc.America. Studies in volcanology. Mem* 116.
- Crook, K.A.W., 1963: Burial metamorphic rocks from Fiji. *New Zealand Journ. Geol.Geophys.* 6.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1962-63: Rock-forming minerals. Vol 1-5. London.
- 1966: An introduction to the rock-forming minerals. London.
- Derry, D.R., 1940: Some examples of detailed structure in early Precambrian rocks of Canada. *Quart.Journ.Geol.Soc.London* 95.
- Du Rietz, T., 1949: Västervikskvartsitens granitisering. *GFF* 71/1.
- von Eckermann, H., 1937: The Jotnian formation and the sub-Jotnian unconformity. *GFF* 59/1.

- Edwards, A.B., 1942: Differentiation of the dolerites of Tasmania. I - II. J.Geol. 50 No 5. Part II i No 6.
- Eichstädt, F., 1884: Om uralitdiabas, en följeslagare till gångformigt uppträdande småländska kvartsporfyrer. GFF 6/14.
- 1886: Gabbbron inom mellersta och östra Småland; diskussion. Mötet den 7/1 1886. GFF 8/1.
 - 1887: Pyroxen och amfibolförande bergarter från mellersta och östra Småland. Bih. till KVAH 11 nr 14.
- Elbers, F.J., 1971: Evolution of the Svecofennian orogeny in the northeastern part of the Västervik area, southeastern Sweden, with special reference to deformation, metamorphism, and magmatism. Amsterdam.
- Elston, W.E. and Smith, E.I., 1970: Determination of flow direction of rhyolitic ash-flow tuffs from fluidal textures. Bull.Geol.Soc.America 81 No 11.
- Erdmann, E., 1891: Elfdalsporfyren och småländska porfyrbergarter. Referat av föredrag. GFF 13/7.
- Eskola, P., 1955: About the granite problem and some masters of the study of granite. Bull.Comm.géol.Finlande. No 168.
- 1956: Postmagmatic potash metasomatism of granite. Bull.Comm.géol.Finlande. No 172.
 - 1962: Regeneration of rocks in the Archean. Acta Geol.Ac.Sci.Hung. VII.
- Ewart, A., 1965: Mineralogy and petrogenesis of the Whakamaru ignimbrite in the Maraetai area of the Taupo volcanic zone, New Zealand. Journ.Geol. Geophys. 8.
- 1969: Petrochemistry and feldspar crystallisation in the silicic volcanic rocks, central North Island, New Zealand. Lithos 2.
- Fediuk, F., Ichinkhorloo, B. and Ciniburk, M., 1966: The Neratovice Complex - a product of metasomatic transformation of volcanites into rocks of plutonic appearance. Paleovolcanites of the Bohemian Massif. Prag.
- Firman, R.J., 1957: The Borrowdale volcanic series between Westwater and Duddon Valley, Cumberland. Proc.Yorkshire Geol.Soc. 31, Part 1, No 2.
- Fisher, R.V., 1958: Definition of volcanic breccias. Bull.Geol.Soc.America 69, No 8.
- 1966 a: Mechanism of deposition from pyroclastic flow. Am.J.Sci 264, No 5.
 - 1966 b: Rocks composed of volcanic fragments and their classification. Earth-Science Reviews 1.
- Fiske, R.S., 1963: Subaqueous pyroclastic flows in the Ohanapecosh formation, Washington. Bull.Geol.Soc.America 74, No 4.

- Fitch, F.J., 1967: Ignimbrite volcanism in North-Wales. Bull.Volc. 30.
- Foster, R.J., 1960: Origin of embayed quartz crystals in acidic volcanic rocks. Amer.Min. 45.
- Gaedeke, R., 1962: Zur Frage der Ignimbrite. Ber.Geol.Ges.DDR 6/1.
- Gavelin, A., 1904: Beskrifning till kartbladet Loftahammar. SGU Aa 127.
- 1910: Om relationerna mellan graniterna, grönstenarna och kvartsit-leptitserien inom Loftahammarområdet. SGU C 224.
 - 1912 a: Beskrifning till kartbladet Tranås. SGU Aa 135.
 - 1912 b: Ett nytt postarkäiskt eruptivområde i norra Småland. SGU C 241.
 - 1943: Smålands berggrund och äldre geologiska historia. En bok om Småland. Stockholm.
- Gavelin, A. och Munthe, H., 1907: Beskrifning till kartbladet Jönköping. SGU Aa 123.
- Gavelin, S., 1931: Några iakttagelser över stratigrafi och tektonik inom Almesåkraformationen. GFF 53/2.
- 1952: Lime metasomatism and metamorphic differentiation in the Adak area. SGU C 521.
- Gavelin, S. and Lundegårdh, P.H., 1960: Development of gneisses and granites in southern Sweden. Int.Geol.Congr. 21.Sess. Guide to exc. A 28 och C 23. Stockholm.
- Geijer, P., 1913: On poikilitic intergrowths of quartz and alkali feldspar in volcanic rocks. GFF 34/1.
- 1965: Cykeltänkandet och granitproblemen. GFF 87/4.
- Geijer, P., Collini, B., Munthe, H. och Sandegren, R., 1951: Beskrivning till kartbladet Gränna. SGU Aa 193.
- Gerling, E., Kratz, K. and Lobach-Zhuchenko, S., 1968: Precambrian geochronology of the Baltic Shield. Rep.Int.Geol.Congr. 23.Sess. Czechoslovakia. 4. Prag.
- Gèze, B., 1962: Relations entre volcans et plutons dans la Montagne Noire, les Causses et les Bas-Languedoc (Sud de la France). Bull.Volc. 24.
- Gibson, I.L., 1970: A pantelleritic welded ash-flow tuff from the Ethiopian Rift Valley. Contr.Min.Petr. 28.
- Gilbert, C.M., 1938: Welded tuff in eastern California. Bull.Geol.Soc.America 49 No 12.
- Gorbatshev, R., 1961: Dolerites of the Eskilstuna region. SGU C 580.
- 1969: A study of Svecofennian supracrustal rocks in central Sweden: Lithological association, stratigraphy, and petrology in the northwestern part of the Mälaren-Hjälmaren basin. GFF 91/4.

- Gorbatshev, R., 1971 a: Age relations and rocks of the Svecofennian-Gothian boundary, Linköping, south central Sweden. SGU C 664.
- 1971 b: Aspects and problems of Precambrian geology in western Sweden. SGU C 650.
- Green, J.C., 1970: Snowflake texture not diagnostic of devitrified ash-flow tuffs: Discussion. Bull.Geol.Soc.America 81 No 8.
- Grip, E., 1946: Arvidsjaurfältet och dess förhållande till omgivande berggrund. SGU C 474.
- Hagström, K.-E., 1970: De småländska porfyrrernas uppträdande i förhållande till omgivande Smålandsgranit. Manusk. (opubl.) Lund.
- Ham, W.E., Denison, R.E. and Merritt, C.A., 1964: Basement rocks and structural evolution. Southern Oklahoma. Oklahoma Geol.Survey Bull. 95.
- Hamilton, W. and Myers, W.B., 1967: The nature of batholiths. U.S.Geol.Survey. Prof.Paper 554-C.
- Hanuš, V. and Palivcová, M., 1969: Quartz-gabbros recrystallized from olivine-bearing volcanics. Lithos 2.
- Harker, A., 1954: Petrology for students. 8.ed. Cambridge.
- Harker, A. and Marr, J.E., 1891: The Shap granite and the associated igneous and metamorphic rocks. Quart.Journ.Geol.Soc.London 47.
- Harpum, J.R., 1954: Formation of epidote in Tanganyika. Bull.Geol.Soc.America 65, No 11.
- Harris, P.G. and Brindley, G.W., 1954: Mordenite as an alteration product of a pitchstone glass. Amer.Min. 39.
- Healy, J., 1964: Volcanic mechanisms in the Taupo volcanic zone, New Zealand. New Zealand Journ.Geol.Geophys. 7.
- Hedström, H., 1916: Om en lamprofyrisk gångbergart från trakten af Eksjö. GFF 38/6.
- Hedström, H. och Wiman, C., 1906: Beskrifning till blad 5 omfattande de topografiska kartbladen Lessebo, Kalmar, Karlskrona, Ottenby (samt Utklipporna). SGU A₁a 5.
- Hentschel, H., 1955: Über Bildungsbedingungen vulkanischer Tuffe. Fortschr. Min. 33/2.
- Hjelmqvist, S., 1932: Handledning vid övningar i mineralogi vid Lunds universitet. Lund.
- 1934: Zur Geologie des südschwedischen Grundgebirges. Die kristallinen Gesteine des Romeleåses. Lund.
- 1938: Långasjötraktens geologi. Emmaboda.
- 1956: On the occurrence of ignimbrite in the pre-Cambrian. SGU C 542.

- Hjelmqvist, S., 1961: Ignimbritbegreppet. GFF 83/2.
- 1966: Beskrivning till berggrundskarta över Kopparbergs län. SGU Ca 40.
 - 1969: En pålagringskontakt mot äldre Smålandsgranit. GFF 91/2.
- Hobson, D.M., 1971: Deformed agglomerates near Tintagel, North Cornwall. Geol.Mag. 108 No 5.
- Hoernes, D., 1949: Petrogenese im Grundgebirge des Südschwarzwaldes. Heidelberger Beiträge zur Mineralogie und Petrographie 1.
- Holmquist, P.J., 1906: Studien über die Granite von Schweden. Bull.Geol.Inst. Upsala VII 1904-05.
- Holst, N.O., 1879: Beskrifning till kartbladet Lessebo. SGU Ab 4.
- 1885: Beskrifning till kartbladet Hvetlanda. SGU Ab 8.
 - 1893: Beskrifning till kartbladet Lenhofda. SGU Ab 15.
- Hoover, D.L., 1964: Flow structures in a welded tuff, Nye County, Nevada (abstr.). Geol.Soc.America. Spec.Paper 76. Abstracts for 1963.
- Hoppe, F., 1884: Praktiskt geologiska undersökningar inom norra delen af Kalmar län. 1876-1881. Del II. Bergarter och malmer. SGU C 64.
- Hrdličková, D., 1966: Ignimbrite volcanism in the Broumov area in north-eastern Bohemia. Paleovolcanites of the Bohemian Massif. Prag.
- Hummel, D., 1875: Om Sveriges lagrade urberg. SGU C 15.
- 1877: Beskrifning till kartbladet Vexlö. SGU Ab 3.
- Härme, M., 1958: Examples of the granitization of plutonic rocks. Bull.Comm. géol.Finlande No 180.
- 1959: Examples of the granitization of gneisses. Bull.Comm.géol.Finlande No 184.
- Högbom, A.G., Gavelin, A. and Hedström, H., 1910: Excursions in the Archaean of southern Sweden. GFF 32/4.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971: A guide to the classification of the common volcanic rocks. Canadian J.Earth Sci. 8 No 5.
- Kaufmann, R., 1931: Die Kluftektekonik des Kambro-Silurs von Gotland, Öland und dem Kalmargebiet. Geol.Rundschau 22.
- Kautsky, F., 1955: Der Bau des Westrandes der svionischen Leptitzzone im Gebiet der Zinkgrube von Ämmeberg. GFF 77/2.
- Kennedy, G.C., 1955: Some aspects of the role of water in rock melts. Geol. Soc.America. Spec.Paper 62.
- Kerr, F.P., 1959: Optical mineralogy. New York.
- Klüpfel, W., 1962: Die Lagerungsverhältnisse der Altvulkanite. Geol.Rundschau 52.
- Korshinski, D.S., 1962: Über die Abhängigkeit der Mineralumwandlung in den vulkanogenen Formationen von der Tiefenlage. Ber.Geol.Ges.DDR. 6/1.

- Krokström, T., 1932: On the ophitic texture and the order of crystallization in basaltic magmas. Bull.Geol.Inst.Upsala XXIV.
- 1936: Diabas och dolerit - en nomenklaturfråga. GFF 58/3.
- Kubovics, I., 1965: The role of potassium metasomatism on volcanic rock genesis in the western Mátra Mountains. Acta Geol.Ac.Sci.Hung. IX.
- Kuenen, H., 1945: Volcanic fissures with examples from the East Indies. Geologie en mijnbouw 3-4.
- Kuno, H., 1936: On the crystallization of pyroxenes from rock-magmas, with special reference to the formation of pigeonite. Japanese J.Geol.Geogr. 13 No 1-2.
- 1968: Differentiation of basalt magmas. Basalts. The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition. Hess - Poldervaart. 2. New York.
- Kuno, H. and Nagashima, K., 1952: Chemical compositions of hypersthene and pigeonite in equilibrium in magma. Amer.Min. 37.
- Larsen, E.S., Irving, J., Gonyer, F.A. and Larsen 3rd, E.S., 1936: Petrologic results of a study of the minerals from the Tertiary volcanic rocks of the San Juan region, Colorado. 1. Geologic setting. 2. The silica minerals. 3. Pyroxenes. 4. Olivine. Amer.Min. 21.
- 1937: Se föreg. 5. Amphiboles. 6. Biotite. Amer.Min. 22.
- 1938: Se föreg. 7. The plagioclase feldspars. 8. Orthoclase. Amer.Min. 23.
- Larsson, I., 1954: Structure and landscape in western Blekinge, southeast Sweden. Lund Studies in Geogr., Ser A, nr 7. Lund.
- Larsson, W., 1932: Chemical analyses of Swedish rocks. Bull.Geol.Inst.Upsala XXIV.
- 1947: Några resultat av berggrundsgeologiska studier inom Dalformationens norra gränsområde. GFF 69/3.
- Lattman, L.H. and Nickelsen, R.P., 1958: Photogeologic fracture-trace mapping in Appalachian Plateau. Amer.Ass.Petrol.Geol. Bull.42 part 2.
- Le Bas, M.J., 1971: Cone-sheets as a mechanism of uplift. Geol.Mag. 108 No 5.
- Lindqvist, S. och Nilsson, L., 1969: Morfologiska studier med ekolod. SGÅ Årg 45.
- Lipman, P.W., 1965: Chemical comparison of glassy and crystalline volcanic rocks. U.S.Geol.Survey Bull. 1201-D.
- 1966: Water pressures during differentiation and crystallization of some ash-flow magmas from southern Nevada. Amer.J.Sci. 264 No 12.
- Lipman, P.W., Christiansen, R.L. and O'Connor, J.T., 1966: A compositionally zoned ash-flow sheet in southern Nevada. U.S.Geol.Survey. Prof.Paper 524-F.

- Locardi, E. and Mittempergher, M., 1967: On the genesis of ignimbrites. How ignimbrites and other pyroclastic products originate from a flowing melt. Bull.Volc. 31.
- Lofgren, G., 1970: Experimental devitrification rate of rhyolite glass. Bull. Geol.Soc.America 81, No 2.
- 1971: Experimentally produced devitrification textures in natural rhyolitic glass. Bull.Geol.Soc.America 82 No 1.
- Lundegårdh, P.H., 1950 a: Aspects to the geochemistry and petrology of plutonic ultrabasites in Sweden. GFF 72/1.
- 1950 b: Några noriter från Östergötland och Småland. GFF 72/3.
- 1967: Berggrunden i Övleborgs län. SGU Ba 22.
- 1971: Neue Gesichtspunkte zum schwedischen Präkambrium. Geol.Rundschau 60.
- Lundqvist, T., 1968: Precambrian geology of the Los-Hamra region, central Sweden. SGU Ba 23.
- Mackin, H., 1952: Hematite veinlets in an ignimbrite in the Iron Springs district, southwestern Utah. Bull.Geol.Soc.America 63, No 12.
- Magnusson, N.H., 1960: Age determination of Swedish Precambrian rocks. GFF 82/4.
- Magnusson, N.H., Ekström, G. och Lundqvist, G., 1924: Beskrivning till kartbladet Strålsnäs. SGU Aa 154.
- Magnusson, N.H. m.fl., 1958: Karta över Sveriges berggrund. SGU Ba 16.
- Magnusson, N.H., Lundqvist, G. och Regnéll, G., 1963: Sveriges geologi. 4 uppl. Stockholm.
- Maleyev, E.F., 1961: Genetic types of clastolavas and their distinctions from ignimbrites. Trudy Lab.Vulk. No 20. (Publicerad i Martin och Malahoff, 1965.)
- 1963: Ignimbrites of southern Kamchatka. Bull.Volc. 25.
- Marmo, V., 1961: On the albite of granitic rocks. Bull.Comm.géol.Finlande No 196.
- 1962: An example of granite obviously derived from rhyolitic material. Bull.Comm.géol.Finlande No 196.
- Marshall, P., 1932: Notes on some volcanic rocks of the North Island of New Zealand. New Zealand J.Sci.Technol. 13 (4).
- 1935: Acid rocks of the Taupo-Rotorua volcanic district. Trans. and Proc. Roy.Soc. New Zealand 64.
- Marshall, R.R., 1961: Devitrification of natural glass. Bull.Geol.Soc.America 72 No 10.
- Martin, H., 1939: Die Post-Archäische Tektonik im südlichen Mittelschweden. N.Jb.Min.Geol.Paläont. 82 Abt B.

- Martin, R.C., 1959: Some field and petrographic features of American and New Zealand ignimbrites. *New Zealand Journ.Geol.Geophys.* 2.
- 1965: Lithology and eruptive history of the Whakamaru ignimbrites in the Maraetai area of the Taupo volcanic zone, New Zealand. *New Zealand Journ. Geol.Geophys.* 8.
- Martin, R.C. and Lewis, J.F., 1963: Nature of glass in New Zealand ignimbrites. *Nature* 197.
- Martin, R.C. and Malahoff, A., 1965: Some recent Russian studies of ignimbritic rocks. *New Zealand Journ.Geol.Geophys.* 8.
- Maucher, A., 1960: Der Permische Vulkanismus in Südtirol und das Problem der Ignimbrite. *Geol.Rundschau* 49.
- Mehnert, K.R., 1968: Migmatites and the origin of granitic rocks. Amsterdam.
- Middlemost, E.A.K., 1969: The granite spectrum. *Lithos* 2.
- Mitchell-Thomé, R.C., 1962: Wrench faulting and orogeny. *Acta Geol.Ac.Sci. Hung.* VII.
- Modriniak, N. and Studt, F.E., 1959: Geological structure and volcanics of the Taupo-Tarawera District. *New Zealand Journ.Geol.Geophys.* 2.
- Moehlman, R.S., 1935: Quartz paramorphs after tridymite and cristobalite. *Amer.Min.* 20.
- Moorhouse, W.W., 1959: The study of rocks in thin sections. New York.
- Muir, I.D., 1954: Crystallization of pyroxenes in an iron-rich diabase from Minnesota. *Min.Mag.* 30 No 225.
- Munthe, H. och Hedström, H., 1904: Beskrifning till kartbladet Mönsterås. *SGU Ac* 8.
- Nathorst, A.G., 1884: Geologisk öfversigtskarta öfver Sverige. Södra bladet. *SGU Ba* 4.
- Noble, D.C., 1966: Structural state of relict calcium-bearing plagioclases of volcanic origin from metamorphosed and propylitically altered rocks. *Bull. Geol.Soc.America* 77 No 5.
- 1968: Laminar viscous flowage structures in ash-flow tuffs from Gran Canaria, Canary Islands. A discussion. *J.Geol.* 76.
- 1970: Loss of sodium from crystallized comendite welded tuffs of the Miocene Grouse Canyon member of the Belted Range tuff, Nevada. *Bull.Geol. Soc.America* 81 No 9.
- Noble, D.S., Haffty, J. and Hedge, C.E., 1969: Strontium and magnesium contents of some natural peralkaline silicic glasses and their petrogenetic significance. *Am.J.Sc.* 267, No 5.

- Nordenskjöld, C.E., 1937: Några sjötyper i Kalmar län. SGÅ Årg 13.
- 1942: Studier rörande sprickornas och sprickzonernas morfologiska betydelse i mellersta Kalmar län. SGÅ Årg 18.
 - 1944: Morfologiska studier inom övergångsområdet mellan Kalmarslätten och Tjust. Medd.Lunds Univ.Geogr.Inst. Avh VIII.
- Nordenskjöld, O., 1893: Om de porfyriska gångbergarterna i östra Småland. SGU C 133. (Också publicerad i GFF 15/4, 1893.)
- 1894 a: Über archaische Ergussgesteine aus Småland. SGU C 135. (Också publicerad i Bull.Geol.Inst.Upsala I 1893.)
 - 1894 b: Zur Kenntnis der s.g. Hälleflinten des nordöstlichen Smålands. Vorläufige Mittheilung. Bull.Geol.Inst.Upsala I, 1892-93.
 - 1895: De svenska hälleflintbergarterna. GFF 17/7. (Också publicerad i SGU C 159, 1896.)
 - 1900: Über die Kontaktverhältnisse zwischen den archaischen Porphyren ("Hälleflinten") und Graniten in nordöstlichen Småland; nebst Bemerkungen über die gemischten Gänge derselben Gegend. Bull.Geol.Inst.Upsala V.
- Norin, R., 1936: Contributions to the geology of western Blekinge. GFF 58/11-12.
- 1959: Några genetiska relationer inom södra Sveriges urberg. GFF 81/3.
- Oen, I.S., 1960: The intrusion mechanism of the late-Hercynian, post-tectonic granite plutons of northern Portugal. Geologie en mijnbouw 39.
- Oftedahl, C., 1957: Studies on the igneous rock complex of the Oslo region. XV. Origin of composite dikes. Skr.Norske Vid.-Akad.Oslo, I. Mat.-Nat.kl., nr 2.
- 1959: Volcanic sequence and magma formation in the Oslo region. Geol.Rundschau 48.
- Oliver, R.L., 1954: Welded tuffs in the Borrowdale volcanic series, English Lake district, with a note on similar rocks in Wales. Geol.Mag. 91 No 6.
- Oliver, T.A., 1951: The effects of uraltization upon the chemical composition of the Sudbury norite. Amer.Min. 36.
- Palivcová, M., 1965: The central Bohemian Pluton - a petrographic review and an attempt at a new genetic interpretation. Krystalinikum 3.
- 1966: Dioritization of metabasites of the spilite-keratophyre association at the contact of the central Bohemian Pluton, the "islets" zone and the Moldanubicum. Paleovolcanites of the Bohemian Massif. Prag.
- Palivcová, M. and Šťovíčková, N., 1966: The relation between volcanism and plutonism. Paleovolcanites of the Bohemian Massif. Prag.
- 1968: Volcanism and plutonism of the Bohemian Massif from the aspect of its segmented structure. Krystalinikum 6.

- Pantó, G., 1959: Vorschläge zur Schaffung einer einheitlichen Terminologie für vulkanische Gesteine. Zeitschrift für angewandte Geologie 5/9.
- 1962: The role of ignimbrites in the volcanism of Hungary. Acta Geol.Ac.Sci. Hung. VI.
 - 1963: Ignimbrites of Hungary with regard to their genetics and classification. Bull.Volc. 25.
 - 1964: Intrusion or extrusion. Acta Geol.Ac.Sci.Hung. VIII.
 - 1967 a: Hauptgesichtspunkte zur Kennzeichnung und Klassifizierung der pyroklastischen Gesteine. Ber.Deutsch.Ges.Geol.Wiss. B. Miner.Lagerstättenf. 12/2.
 - 1967 b: Interpenetration of plutonic and volcanic realms in petrogenesis. Acta Geol.Ac.Sci.Hung. XI.
 - 1968: Volcanism and petrochemical character of the northern Börzsöny Mountains. Acta Geol.Ac.Sci.Hung. XII.
- Papezik, V.S., 1969: Late Precambrian ignimbrites on the Avalon Peninsula, Newfoundland. Canadian J.Earth Sci. 6 No 6.
- Parsons, W.H., 1967: Manner of emplacement of pyroclastic andesitic breccias. Bull.Volc. 30.
- 1969: Criteria for the recognition of volcanic breccias: Review. Geol.Soc. America Mem 115.
- Peng, C.J. and Chu, H., 1944: On the occurrence of pre-Sinian volcanic series and related intrusive rocks in the vicinity of Fulin, Sikang. Bull.Geol. Soc.China 24.
- Perlaki, E., 1966: Pumice and scoria: Their notion, criteria, structure and genesis. Acta Geol.Ac.Sci.Hung. X.
- Peterson, D.W. and Roberts, R.J. 1963: Relation between the crystal content and the chemical composition of welded tuffs. Bull.Volc. 26.
- Petrov, V.P., 1963: Zoning of lava flows, originating after the extrusion, and formation of "tuffolavas". Bull.Volc. 25.
- Pettijohn, F.J., 1949: Sedimentary rocks. New York.
- Pichler, H., 1959: Neue Ergebnisse zur Gliederung der Unter-Permischen Eruptivfolge der Bozener Porphyry-Platte. Geol.Rundschau 48.
- 1963: Zur Problematik der Ignimbrit-Diagnose. N.Jb.Geol.Paläont. Abh 118.
- Pirsson, L.V., 1915: The microscopical characters of volcanic tuffs. Am.J.Sc. 4th series 40 No 236.
- Poldervaart, A. and Hess, H.H., 1951: Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. J.Geol. 59 No 5.
- Price, N.J., 1959: Mechanics of jointing in rocks. Geol.Mag. 96 No 2.
- 1966: Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock. Oxford.

- Priem, H.N.A., Boelrijk, N.A.I.M., Hebeda, E.H., Verschure, R.H. and Verdurmen, E.A., 1969: Investigations in the Västervik area, southeastern Sweden. 2. Isotopic age determinations. *Geologie en mijnbouw* 48.
- Quensel, P., 1913: Die Quarzporphyr- und porphyroidformation in Südpatagonien und Feuerland. *Bull.Geol.Inst.Upsala* XII.
- Ragan, D.M. and Sheridan, M.F., 1972: Compaction of the Bishop tuff, California. *Bull.Geol.Soc.America* 83 No 1.
- Ramsay, J.G., 1967: Folding and fracturing of rocks. New York.
- Rast, N., 1962: Textural evidence for the origin of ignimbrites. *Liverpool and Manchester Geol.Journ.* 3.
- Rastas, P. and Marmo, V., 1966: On a peculiar breccia at Hirvijärvi, Virrat, central Finland. *Bull.Comm.géol.Finlande* No 222.
- Ratté, J.C. and Steven, T.A., 1964: Magmatic differentiation in a volcanic sequence related to the Creede Caldera, Colorado. *U.S.Geol.Survey. Prof. Paper* 475-D Art.131.
- Read, H.H., 1955: Granite series in mobile belts. *Geol.Soc.America. Spec.Paper* 62.
- Reynolds, D.L., 1956: Calderas and ring-complexes. *Verh.Kon.Ned.Geol.-Mijnbouwk. Gen. Geol.Ser.* 14.
- Rinne, F. und Berek, M., 1953: Anleitung zu optischen Untersuchungen mit dem Polarisationsmikroskop. Stuttgart.
- Rittmann, A., 1952: Nomenclature of volcanic rocks. *Bull.Volc.* 12.
- 1959: Zur Herkunft der Magmen. *Geol.Rundschau* 48.
 - 1960: Vulkane und ihre Tätigkeit. Stuttgart.
 - 1962 a: Erklärungsversuch zum Mechanismus der Ignimbritausbrüche. *Geol.Rundschau* 52.
 - 1962 b: The ascent of magmas. *Bull.Volc.* 24.
 - 1967: Die Bimodalität des Vulkanismus und die Herkunft der Magmen. *Geol.Rundschau* 57.
- Robinson, G.D. and Marvin, R.F., 1967: Upper Cretaceous volcanic glass from western Montana. *Bull.Geol.Soc.America* 78. No 5.
- Rogers, A.F. and Kerr, P.F., 1933: Thin-section mineralogy. New York.
- Ross, C. and Smith, R., 1955: Water and other volatiles in volcanic glasses. *Amer.Min.* 40.
- 1961: Ash-flow tuffs: Their origin, geological relations and identification. *U.S.Geol.Survey. Prof.Paper* 366.
- Rutten, M.G., 1963: Acid lava-flow structure (as compared to ignimbrites). *Bull.Volc.* 25.

- Salop, L.I., 1968: Pre-Cambrian of the U.S.S.R. Rep.Int.Geol.Congr.23.Sess. Czechoslovakia. 4. Prag.
- Schmincke, H., 1970: Ignimbrite sequence on Gran Canaria. Bull.Volc. 33.
- Schmincke, H. and Swanson, D.A., 1967 a: Ignimbrite origin of eutaxites from Tenerife, Canary Islands. N.Jb.Geol.Paläont. Mh.
- 1967 b: Laminar viscous flowage structures in ash-flow tuffs from Gran Canaria, Canary Islands. J.Geol. 75 No 6.
- Scott, R., 1966: Origin of chemical variations within ignimbrite cooling units. Am.J.Sc. 264 No 4.
- Sederholm, J.J., 1895: Über einen metamorphosierten präkambrischen Quarzporfyr von Karvia in der Provinz Åbo. Bull.Comm.géol.Finlande No 2.
- 1907: Om granit och gneis. Bull.Comm.géol.Finlande No 23.
- 1932: On the geology of Fennoscandia. Bull.Comm.géol.Finlande No 98.
- Semenko, N.P., Scherbak, A.P., Vinogradov, A.P., Tougarinov, A.I., Eliseeva, G.D., Cotlovskay, F.I. and Demidenko, S.G., 1968: Geochronology of the Ukrainian Pre-Cambrian. Canadian Journ.Earth Sci. 5 No 3.
- Shirinian, K.G., 1963: Ignimbrites and tuffo-lavas. Bull.Volc. 25.
- Simons, F.S., 1962: Devitrification dikes and giant spherulites from Klondyke, Arizona. Amer.Min. 47.
- Skempton, A.W., 1966: Some observations on tectonic shear zones. Proc. 1st Congr.Int.Soc. Rock Mechanics, Lissabon. 1.
- Smith, E.I. and Elston, W.E., 1968: Determination of flow direction of rhyolitic ash-flow tuffs and andesitic lavas from fluidal textures. Geol.Soc.America. Spec.Paper 115. Abstracts for 1967.
- Smith, R.L., 1960 a: Ash flows. Bull.Geol.Soc.America 71 No 6.
- 1960 b: Zones and zonal variations in welded ash flows. U.S.Geol.Survey, Prof.Paper 354-F.
- Souther, J.G., 1967: Acid volcanism and its relationship to the tectonic history of the Cordillera of British Columbia, Canada. Bull.Volc. 30.
- Speranskaia, I.M., 1967: Okhotsk ignimbrite province. Bull.Volc. 30.
- Spry, A., 1969: Metamorphic textures. Oxford.
- Steiner, A., 1958: Petrogenetic implications of the 1954 Ngauruhoelava and its xenoliths. New Zealand Journ.Geol.Geophys. 1.
- 1960: Origin of ignimbrites of the North Island, New Zealand: A new petrogenetic concept. New Zealand Geol.Survey. Bull.n.s. 68.
- 1963: Crystallization behaviour and origin of the acidic ignimbrite and rhyolite magma in the North Island of New Zealand. Bull.Volc. 25.
- Stewart, J.R., 1965: Middle Proterozoic volcanic rocks in the Katherine-Darwin area, Northern Territory. Bureau of mineral resources, geol.and geophys. Australia No 90.

- Stolpe, M., 1892: Beskrifning till kartbladet Nydala. SGU Ab 14.
- Streckeisen, A.L., 1967: Classification and nomenclature of igneous rocks. N.Jb.Min. Abh.107.
- Sundius, N., 1921: Några frågor rörande våra arkäiska intrusivformationer i mellersta och södra Sverige. GFF 43/6-7.
- 1926: On the differentiation of the alkalies in aplites and aplitic granites. SGU C 336.
 - 1928: Über die spaltentektonischen Verhältnisse der Gegend südöstlich vom Valdemarsvik im südöstlichen Schweden. Fennia 50 nr 24.
 - 1944: Orogene Erscheinungen im südwestlichen Schweden. GFF 66/2.
- Svedmark, E., 1904 a: Beskrifning till kartbladet Oskarshamn. SGU Ac 5.
- 1904 b: Beskrifning till kartbladet Sommenäs. SGU Aa 119.
 - 1906: Beskrifning till kartbladet Vimmerby. SGU Aa 133.
 - 1913: Beskrivning till kartbladet Kisa. SGU Aa 149.
- Svenonius, F., 1905: Beskrifning till kartbladet Ankarsrum. SGU Aa 126.
- 1914: Beskrivning till kartbladet Gamleby. SGU Aa 147.
- Svoboda, K., 1962: Beitrag zur Klassifikation der Slowakischen Tuffe (Untersuchungen im Slowakischen vulkanischen Gebiet). Acta Geol.Ac.Sci.Hung. VII.
- Szádeczky-Kardoss, E., 1957: On the determination of the depth of crystallization of igneous rocks and magmatic ore deposits. Acta Geol.Ac.Sci.Hung. IV.
- 1958: On the petrology of volcanic rocks and the interaction of magma and water. Acta Geol.Ac.Sci.Hung. V.
 - 1966: On the migration of volatiles and the chemical changes at igneous contacts. Acta Geol.Ac.Sci.Hung. X.
- Taylor, S.R., 1965: The application of trace element data to problems in petrology. Phys.Chem.of the Earth 6. Oxford.
- Taylor, S.R., Ewart, A. and Capp, C.A., 1968: Leucogranites and rhyolites: trace element evidence for fractional crystallisation and partial melting. Lithos 1.
- Tazieff, H., 1970: Mechanisms of ignimbrite eruption. Geoffrey Newall: Geol. Journ. Spec.Issue No 2. Liverpool.
- Thorarinsson, S., 1967: Some problems of volcanism in Iceland. Geol.Rundschau 57.
- Tjia, H.D., 1964: Nature of some volcanic lineaments. Contrib.Dept.Geol.Inst. Techn. Bandung No 54.
- 1967: Volcanic lineaments in the Indonesian island arcs. Bull.Volc. 31.
 - 1969: Fracture pattern on Lamongan Volcano, East Java. Bull.Volc. 33.
- Tröger, W.E., 1956 och 1967: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 1-2. Stuttgart.

- Turner, D.C., 1963: Ring-structures in the Sara-Fier younger granite complex, northern Nigeria. *Quart.Journ.Geol.Soc.London* 119.
- Turner, F.J. and Verhoogen, J., 1960: *Igneous and metamorphic petrology*. New York.
- Tuttle, O.F. and Bowen, N., 1958: Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O . *Geol.Soc.America. Mem* 74.
- Tyrrell, G.W., 1955: Distribution of igneous rocks in space and time. *Bull.Geol. Soc.America* 66 No 4.
- Törnebohm, A.E., 1878: *Beskrifning till geol. atlas öfver Dannemora grufvor*. Stockholm.
- Török, Z., 1962: Vorschlag für eine Verbesserung der Klassifizierung und der Forschungsmethodik der Pyroklastite. *Acta Geol.Ac.Sci.Hung.* VII.
- Ustiyev, E.K., 1970: Relations between volcanism and plutonism at different stages of the tectonomagmatic cycle. Geoffrey Newall: *Mechanism of igneous intrusion*. *Geol.Journ. Spec.Issue* No 2. Liverpool.
- Vajner, V., 1967: The Precambrian stratigraphy and correlation. *Krystalinikum* 5.
- Vidal, G. and Röshoff, K., 1971: Organic remains in metasedimentary and meta-tuffitic rocks of the Vetlanda series, south Sweden. A preliminary report. *GFF* 93/4.
- Vincent, P.M., 1970: The evolution of the Tibesti volcanic province, eastern Sahara. *African magmatism and tectonics*. Edited by Clifford and Gass. Edinburgh.
- Vlodavetz, V.I., 1961: The problem of tufolavas and ignimbrites. *Trudy Lab. Vulk.* 20. (Publicerad i Martin och Malahoff, 1965.)
- 1966: On the terms "ignimbrite" and "ignimbritic deposits". *Bull.Volc.* 29.
 - 1968: On the character of magma differentiation in a volcanic vent. *Geol.Rundschau* 57.
- Wahl, W., 1936: *Om granitgrupperna och bergskedjeveckningarna i Sverige och Finland*. *GFF* 58/1.
- Walker, G.W. and Swanson, D.A., 1968: Laminar flowage in a Pliocene soda rhyolite ash-flow tuff, Lake and Harney Counties, Oregon. *U.S.Geol.Survey, Prof.Paper* 600-B.
- Warren, C.H., 1914: Petrology of the alkali-granites and porphyries of Quincy and the Blue Hills, Mass., USA. *Proc.Amer.Acad.Arts Sci.* 49.
- Welin, E., 1966: The absolute time scale and the classification of Precambrian rocks in Sweden. *GFF* 88/1.
- 1970: Den svekofenniska orogena zonen i norra Sverige - en preliminär diskussion. *GFF* 92/4.
- Welin, E. and Blomqvist, G., 1966: Further age measurements on radioactive minerals from Sweden. *GFF* 88/1.

- Welin, E., Blomqvist, G. and Parwel, A., 1966: Rb/Sr whole rock age data on some Swedish Precambrian rocks. GFF 88/1.
- Wentworth, C.K. and Williams, H., 1932: Report on sedimentation 1930-32. Bull.Nat.Research Council No 89.
- Westerveld, J., 1963: The tectonic causes of ignimbrite and pumice tuff deposition and of subsequent basalto-andesitic volcanism. Bull.Volc. 25.
- Westra, L., Elbers, F.J. and Sijperda, W.S., 1969: Investigations in the Väster-vik area, southeastern Sweden. Geologie en mijnbouw 48.
- Weyl, R., 1954: Die Schmelztuffe der Balsamkette (Beiträge zur Geologie El Salvadors). N.J.Geol.Paläont. Abh.99.
- 1961: Mittelamerikanische Ignimbrite. N.Jb.Geol.Paläont. Abh.113.
- Wilkinson, J.F.G., 1968: The petrography of basaltic rocks. Basalts. The Polder-vaart treatise on rocks of basaltic composition. Hess-Poldervaart, 1. New York.
- Wilkman, W.W., 1936: Über archaische vulkanische Gesteine in Saarijärvi in mittleren Finnland. Bull.Comm.géol.Finlande No 115.
- Winchell, A.N. and Winchell, H., 1951: Elements of optical mineralogy. New York.
- Winkler, H.G.F., 1967: Petrogenesis of metamorphic rocks. Berlin.
- Wright, A.E. and Bowes, D.R., 1963: Classification of volcanic breccias. A discussion. Bull.Geol.Soc.America 74 No 1.
- 1968: Formation of explosion-breccias. Bull.Volc. 32.
- Zelenka, T., 1967: Veränderungen vulkanischer Gläser auf Grund mikroskopischer Untersuchungen. Acta Geol.Ac.Sci.Hung. XI.
- Åberg, G., 1972: An Rb/Sr age of the Småland porphyries. GFF 94/2.

Bergart	Provnr. enl.	Rb ppm	Sr ppm
	G. Åberg		
Mörk porfyr. Gökhult.	70001	173	359
" " "	70002	180	381
" " "	70042	188	298
" " "	<u>70043</u>	160	357
" " "	70045	130	490
" " "	<u>70046</u>	152	83
" " "	<u>70047</u>	300	392
" " "	70048	191	414
" " Gisseskalle.	70017	152	252
" " Gåskullen.	70020	138	233
Röd porfyr. <u>100</u> .	70003	189	164
Röd parataxitisk porfyr. Fårudden.	70018	167	49
Röd porfyr. Virserum (Hjelmqvist 1969).	<u>70040</u>	217	29
Ignimbrit. Virserum (Hjelmqvist 1969).	<u>70041</u>	190	69
Gult agglomerat. Löst block. Gökhult.	70044	129	484
Agglomeratisk porfyr. Vid gården			
Varpingshorva.	70004	108	511
Grå porfyr. Lokal 78.	70013	109	810
" " 4.	70016	292	136
Röd porfyr. Breccia. Mörk inneslutning.			
Lokal 51.	70014	194	23
Röd porfyr. Lokal 51.	70015	137	126
Röd porfyr med epidotfläckar. Lokal 78.	70012	101	773
Gråröd porfyr. Övergång grå porfyr. Lokal 78.			
Aplitlik porfyr. Lokal 78.	70011	158	531
Aplitlik porfyr. Lokal 78.	70010	216	230
Kristallinisk övergångstyp. <u>103</u> .	70005	193	53

Bergart	Provnr. enl.	Rb ppm	Sr ppm
	G. Åberg		
Aplitlik porfyr. <u>101</u> .	70006	180	148
Röd medelkornig granit. Nära Sandhorvan.			
<u>102</u> .	70007	145	355
Röd medelkornig granit. Nära Sandhorvan.			
<u>102</u> .	70008	198	342
Aplitpartier i föreg. bergart. <u>102</u> .	70009	185	316
Röd medelkornig granit vid gården Bennemåla. 70019		189	186

Samtliga bergarter är analyserade av FK Göran Åberg vid Riksmuseet i Stockholm. 70040, 70041, 70043, 70046 och 70047 är analyserade genom isotoputspädningsanalys resten genom röntgenfluorescens (cf. Åberg 1972).

Kemiska analyser på vulkaniter (Nordenskjöld 1894 a).

Bergart	Perlitfels	Emarptyp	Nymålaporfyr	Lönnebergatyp	Hälleflint-	
%	Kolsjön	Hamporva	(genomsnitt)	(genomsnitt)	skiffer	Fred-
						riksberg
SiO ₂	75,47	72,76	68,19	66,46	65,00	61,53
Al ₂ O ₃	11,21	14,89	16,88	17,72	16,50	21,65
Fe	0,44	0,95	1,63	2,13	7,00	5,39
CaO	0,80	1,26	2,19	3,44	0,70	1,02
MgO	0,30	0,46	1,07	0,95	1,80	2,43
K ₂ O	7,98	4,50	3,03	2,86	7,40	1,37
Na ₂ O	2,98	4,25	5,34	4,96	1,40	3,22
Glödgl.förl.	0,85	0,54	1,37	1,50	-	2,41
Terminologi	Alkali-	Ryolit	Ryodacit	Ryodacit	Mörk	Ljus
(Rittmann	ryolit				ryolit	labrador-
1952)						it-decit
Svitindex	3,7	2,5	2,8	2,6	3,5	1,1
Svit	Svagt	Medel-	Medel-	Medel-	Svagt	Starkt
	pacifisk	pacifisk	pacifisk	pacifisk	pacifisk	

Bergart	Granofyr	Eutaxit	Eutaxit	Poryolit	Nymålaporfyr,
%	S. Holstenskog	Ekelid	Kolsjön	Grönahult	basiskt parti
SiO ₂	74,38	73,40	75,47	74,38	57,78

Förteckning över lokaler där kemiska analyser har tagits.

1. Gökhult. 30 m SE radiomasten.	Ek. kbl. Solnehult
2. 150 m SSW V i Varpingshorva.	Ek. kbl. Solnehult
3. 120 m NE a i Varpingshorva.	Ek. kbl. Solnehult
4. 200 m SW - WSW S i Sandhorvan.	Ek. kbl. Solnehult
5. 100 m N a i Sandhorvan.	Ek. kbl. Solnehult
6. 80 m N h i Gissehult.	Ek. kbl. Storebro
7. 600 m SE a i Dönnemåla.	Ek. kbl. Lidhult
8. 200 m SE a i Högerödja.	Ek. kbl. Storebro
9. 360 m S - SSE l i Gissemåla.	Ek. kbl. Storebro
10. S Sk i Skrikebobergen.	Ek. kbl. Storebro
11. 30 m SW k i Kvarnkärren.	Ek. kbl. Lidhult
12. 100 m S k i Kvarnkärren.	Ek. kbl. Lidhult
13. N Dö i Dönnemåla.	Ek. kbl. Lidhult
14. 450 m SE t i Solnehult.	Ek. kbl. Solnehult
15. 360 m ESE p i Västantorps.	Ek. kbl. Solnehult
16. 280 m ENE - NE o i Storebro damm.	Ek. kbl. Storebro
17. 350 m SSW L i Långsjön, WNW Vena.	Top. kbl. Vimmerby NW
18. Vägsjärning i Lönneberga, söder vägen.	
19. Vid nb i Granberg.	Ek. kbl. Lidhult
20. 300 m NNE H i Hultesten.	Ek. kbl. Solnehult
21. 20 m SSW K i Kullen.	Ek. kbl. Solnehult
22. 250 m NW M i Märslan.	Ek. kbl. Solnehult
23. 380 m E - ESE D i Dockan.	Ek. kbl. Storebro
24. 900 m N - NNE a i Faggemåla.	Ek. kbl. Lidhult
25. 160 m S em i Hemmossen, nära Dönnemåla.	Ek. kbl. Lidhult

<u>Basiska djupbergarter</u>	1.	2.	3.	4.	5.	6.
Gabbro <u>61</u>	0,7	50	56,5	2,5		
Hornblände		50			1,3	5,3
/Kvarts/diorit <u>60</u>	0,2	50	53			
Surare slira i föreg.	1,5	25	41	3,1		
Dioritfragment i granit <u>31</u>	0,2	50	43			
<u>Graniter</u>						
Röd <u>16</u>	1,1	40	25	2,8		
Kvarts		50			0,2	
Röd <u>29</u>	1,3	30	36	3,1		
Kvarts		50			0,4	
Röd <u>31</u>	0,6	50	42	1,6		
Kvarts		50			0,1	
Röd <u>63</u>	3,3	30	28	7,4		
Kvarts		50			0,7	
Röd <u>75</u>			32	11		
Kvarts		50			0,9	
Malmmineral		50			0,2	
Röd <u>77</u>	2,2	50	33	4		
Kvarts		50			0,2	
Röd <u>81</u>			29	8		
Kvarts		50			0,8	
Röd <u>89</u>			27			
Kvarts		50			0,4	
Röd <u>102</u>			30			
Kvarts		50			0,7	2,4
Grå <u>14</u>			31	6,4		
Kvarts		50			0,2	

1.- medelstorlek hos fältspater (millimeter) 2.- antal mätningar 3.- maximal
 An-halt (%) hos plagioklaser 4.- största individet av fältspater i slip (mm)
 5.- medelstorlek hos nämnt mineral (mm) 6.- största individet av mineral
 nämnt i grupp 5. (mm).

Tabell 6.

<u>Kristalliniska</u>	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
<u>Övergångstyper</u>							
<u>1</u> (fältspat)	0,5	50	32	10-15	1,6		
(kvarts)						0,03	0,07
<u>66</u>	0,8	50	33	c.10	2,4		
						0,02	
<u>103</u>	0,4	50	38	5	0,8		
						0,02	0,1
<u>Aplitlika porfyrier</u>							
<u>21</u>	0,6	50	33		2,2		
		50				0,08	
<u>26</u>	0,5	30	30	c.20	1,8		
		50				0,1	0,3
<u>28</u>	0,8		30	c.20	2,5		
		50				0,03	
<u>53</u>	0,8	50	32		2,7		
						0,1-0,3	
<u>101</u>	0,7	50	36	30	1,5		
						0,03-0,1	
<u>Porfyrfragment i</u>							
granit <u>16</u>	0,6	56	31	c.15	1,6		
		50				0,05	
<u>Porfyrier</u>							
Röd <u>23</u>	0,4	50	34,5		0,9		
		50				0,03	0,08
Röd <u>100</u>	0,9	42	34	10	3,6		
							0,08
Emerptyp	1,2	50	31	c.35	4		
Rödbrun <u>91</u>	0,5	50		c.5	1,7		
Brunröd <u>2</u>	0,6	50	33	12	1,6		
		50					0,07

Tabell 6. (forts.).

<u>Porfyrer forts.</u>	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
Brunröd <u>33</u>	0,6	50	34,5	13	1,8		
		50					0,05
Brunsvart <u>69</u>	0,8	50	30	11	2		
		50					0,03
Grönsvarv <u>89</u>	0,3	40	30	c.35	3,8		
						0,01	
Svart <u>87</u>	1,1	50	20	10-15	3,5		
Nymålatyp	0,7	50	30	20-25	4		
Grå <u>94</u>	1	50	32	c.25	2,5		
		50					0,07
<u>Grå porfyrriter</u>							
<u>4</u>	0,6	50	31	c.35	1,7		
						0,04	
<u>13</u>	0,7	50	31	c.45	2,2		
						0,06	
<u>16</u>	1	50	32		2,8		
		50				0,06	
<u>Tuffer - agglomerat</u>							
Lönnebergatyp	0,4	50	31	c.25	1,3		
Grön tuff <u>96</u>	0,6	50	29	c.40	2,6		
		50					0,1
<u>25</u>	0,4	28	32	c.5	1,5		
						0,03	0,06
<u>19</u>	0,9	50	41	30-35	1,6		
							0,1
<u>24</u>	0,4	50	35	26	1,3		
		50				0,03	0,1
<u>34</u>	0,5	50	32	25-30	1,3		
		50				0,04	
<u>42</u>	0,5	50	32	24	2,1		
		50				0,04	

Tabell 6. (forts.).

<u>Tuffer - agglomerat</u>	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
forts.							
<u>68</u>	0,6	50	32	c.35	1,7		0,1
<u>70</u>	1	50	31	c.15	2,6		0,1
<u>72</u>	0,6	50	30	c.15	2,6		0,1

1.= strömkornstorlek (mm) 2.= antal skivningar 3.= maximal anhalt (%) hos plagioklas 4.= strömkornsmängd (%) 5.= största individet i slip (fältspat) 6.= storlek av kvarts i grundmassan (mm) 7.= storlek av kvarts i förgrovd grundmassa + ådror (mm).

<u>Gångporfyrer</u>	1.	2.	3.	4.	5.	6.
<u>15</u>	1,3	50	31	4,2	20	
Kvarts		50				0,4
<u>44</u>	1,4	50	35	6,1	10	
<u>50</u>	1,6	50	31	6,8	15	
<u>51</u>	1,8	40	30	4,7	15	
<u>52</u>	2	50	32	3,9	10	
<u>71</u>	1,4	50		11,6	15	
Kvarts						0,02
<u>74</u>	1,2	50	27	4	15	
<u>85</u>	0,9	50	32	5,6	20	
Kvarts						0,02

4.= största individet av fältspat i slip (mm) 5.= makroskopisk fältspatstorlek (mm) 6.= medelstorlek av nämnt mineral (mm). Övriga beteckningar såsom tidigare (plutoniter).

<u>Diabaser</u>	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
<u>Uralit-</u>							
<u>3</u>	0,2	50	38				
epidotmineral		50				0,3	
<u>64</u>							
uralit		50	27			0,3	1,5
<u>65</u>	0,3	50	41	2,6			
uralit		50				0,3	
<u>Svarta</u>							
<u>41</u>	0,3	50	50				
pyroxen						0,3	
<u>86</u>	1	50	59	2,3			
<u>90</u>	0,9	50	60	6			
malmineral		50				0,4	
kvarts							3
<u>Diabasporfyrer</u>							
<u>92</u>			65		10		
pyroxen		50				0,4	
<u>93</u>			52		20		
pyroxen		50				0,5	1,7

6. = medelstorlek hos nämnt mineral (µm) 7. = största individens längd (mm)

Övriga beteckningar som tidigare (gångporfyrer).

Bergart	Aplitlik porfyr	Aplitlik porfyr	Finkornig röd
Nomenklatur enl.	<u>26</u>	<u>53</u>	granit <u>29</u>
Streckeisen 1967	"Syenogranit"	"Monzogranit"	Syenogranit
Kvarts	38	38	24
Kalifältspat mest			
pertitisk	39	33	53
Plagioklas	19	24	16
Hornblände	-(1.)	+	1
Glimmer	1	2	1
Epidotmineral	1	1	1
Titanit	+(2.)	1	1
Malmmineral	1	1	2
Limonit	+	+	1
Klorit	+	+	+
Apatit	+	+	+
Zirkon	+	+	+
Kalcit	-	+	+
Summa	99	100	100
Antal observationer med			
point counter	815	800	851

(1.) - markerar att mineralet ej upptäckts i slipet.

(2.) + markerar att mineralet existerar i slipet (mindre än 0,5%).

Bergart	Medelkornig rød	Medelkornig rød	Medelkornig-grov rød
Nomenklatur enl.	granit <u>77</u>	granit <u>102</u>	granit <u>63</u>
Streckeisen 1967	Syenogranit	Syenogranit	Monzogranit
Kvarts	30	21	29
Kalifältspat mest			
pertitisk	48	56	27
Plagioklas	19	16	33
Hornblände	-	-	-
Glimmer	2	5	4
Epidotmineral	1	+	2
Titanit	1	+	1
Malmmineral	+	1	3
Limonit	+	+	+
Klorit	+	+	1
Apatit	+	+	+
Zirkon	+	+	+
Kalcit	-	+	+
Summa	101	99	100
Antal observationer			
med point counter	830	1100	818

Bergart	Medelkornig röd	Medelkornig-grov grå	Grov gabbro
Nomenklatur enl.	granit <u>16</u>	granitoid <u>14</u>	<u>61</u>
Streckeisen 1967	Alkaligranit	Granodiorit	-
Enl. Moorhouse 1959	-	-	Gabbro
Kvarts	27	18	2
Kalifältspat mest			
pertitisk	62	18	1
Plagioklas	6	43	41
Hornblände	+	7	38
Glimmer	3	5	2
Epidotmineral	1	3	5
Titanit	1	3	+
Malmmineral	1	2	3
Limonit	+	+	+
Klorit	+	1	7
Apatit	+	+	1
Zirkon	-	+	+
Kalcit	-	+	+
Summa	101	100	100
Antal observationer			
med point counter	800	1000	800
Max. An-halt (%)	25	31	56,5

Bergart	Fin- medelkornig	Granitslira i	Dioritfragment i
Nomenklatur enl.	/kvarts/diorit <u>60</u>	föreg. <u>60</u>	granit <u>31</u>
Moorhouse 1959	/Kvarts/diorit	Granit	Diorit
Kvarts	5	19	3
Kalifältspat mest			
pertitisk	3	3	-
Plagioklas	65	66	49
Hornblände	6	3	32
Glimmer	7	3	4
Epidotmineral	7	3	+
Titanit	+	+	+
Malmmineral	3	1	4
Limonit	+	+	+
Klorit	4	1	+
Apatit	+	+	+
Zirkon	+	+	+
Kalcit	-	-	-
Övrigt	-	-	9
Summa	100	99	101
Antal observationer med			Mätt med Leitz
point counter	411	715	integrationsbord
Max. An-halt (%)	53	41	43

Bergart	Grå porfyrit <u>13</u>	Gångporfyr <u>15</u>	Gångporfyr <u>50</u>
Kvarts	16	4	10
Kalifältspat mest			
pertitisk	27	10	12
Plagioklas	14	16	21
Hornblände	-	14	-
Glimmer	13	4	+
Epidotmineral	1	4	3
Titanit	1	2	7
Malmmineral	2	1	+
Limonit	+	+	+
Klorit	+	+	2
Apatit	+	+	+
Zirkon	+	+	+
Kalcit	-	-	+
Odefinierad grund-			
massa;	26	45	42
varav sfäroliter	-	-	22
Summa	100	100	100
Antal observationer			
med point counter	825	930	800
Strökornsmängd (%)	45	30	35

Bergart	Gångporfyr	Gångporfyr	Uralitdiabas	Diabas
	<u>51</u>	<u>52</u>	<u>3</u>	<u>41</u>
Kvarts	8	23	4	+
Kalifältspat mest				
pertitisk	5	15	+	+
Plagioklas	8	12	44	55
Hornblände	+	+	7	8(1.)
Glimmer	3	2	+	5(2.)
Epidotmineral	1	2	26	+
Titanit	1	2	4	-
Malmmineral	1	1	1	9
Limonit	+	+	+	+
Klorit	+	+	14	+
Apatit	+	+	+	+
Zirkon	+	-	+	+
Kalcit	+	+	-	-
Odefinierad grund-				
massa;	72	42	-	23
varav sfäroliter	-	19	-	-
Summa	99	99	100	100
Antal observationer				
med point counter	840	830	803	800
Strökornsmängd (%)	25	50	-	-

Sammanfattning av de olika bergarternas troliga åldersförhållande

YTBERGARTER

DJUPBERGARTER

GÅNGBERGARTER

Sammansättning Karaktär

Svart diabas

Uralitdiabas

Diabasporfyr

Gångporfyrrer

Vulkaniska faser

Sura

Gångform?

Granit

Granodiorit

Kvartsdiorit

Diorit

Gabbro

Basiska vulkaniter? Bl.a. ryo-

(ex. Nymålatyp) dacit

Tuffer och

Kvartslatit-

Primära

agglomerat

ryodacit

strukturer

Mörk porfyr

Ryolit -

Ignimbrit-

Rödflammig porfyr

alkali-

facies. Pri-

Röd porfyr

ryolit

mära strukt.

Tuffer, lapilli-

Kvarts-

Kraftigt om-

tuffer -

latit

krist.

agglomerat

Kristallinisk över-

Alkali-

Kraftigt om-

gångstyp samt

ryolit -

krist.

aplitlik porfyr

ryolit



Fig. 20. Grå porfyrit (tuff) med tydlig stänglighet. Vägskärning 0,6-0,7km SSE Storebro.

Fig. 21. Bergart som ovan. Kraftigt omvandlade ströckorn i en fullständigt omkristalliserad grundmassa. Kors. nic. 7x.

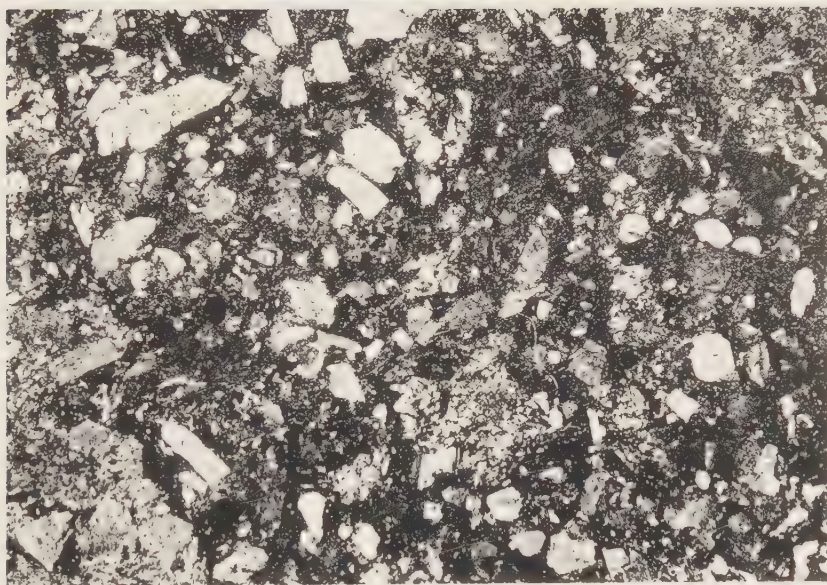
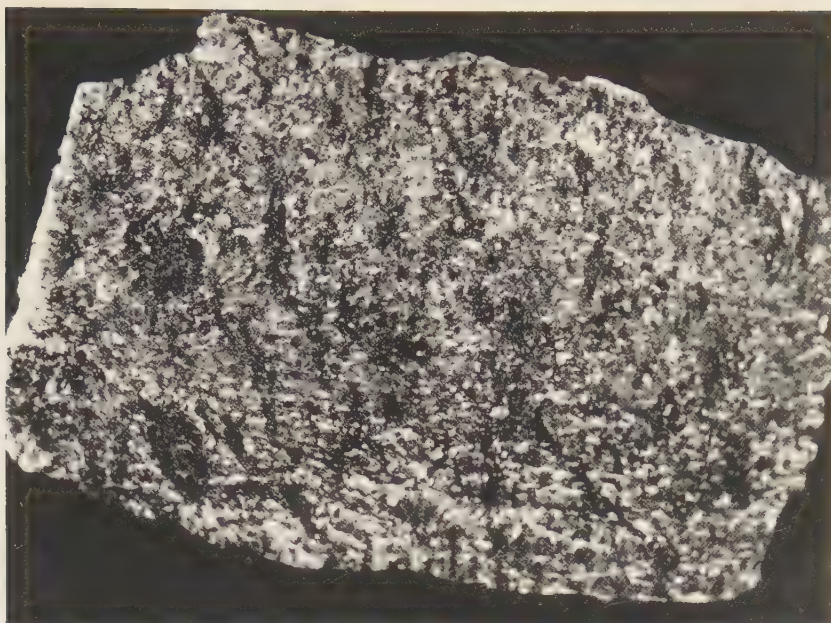


Fig. 22. Gult agglomerat. 1,6km SW Råddehult. Skala 1:1,3.

Fig. 23. Bergart som ovan. Ett stort antal ströckorn i en tät, välbevarad grundmassa. Kors. nic. 7x.

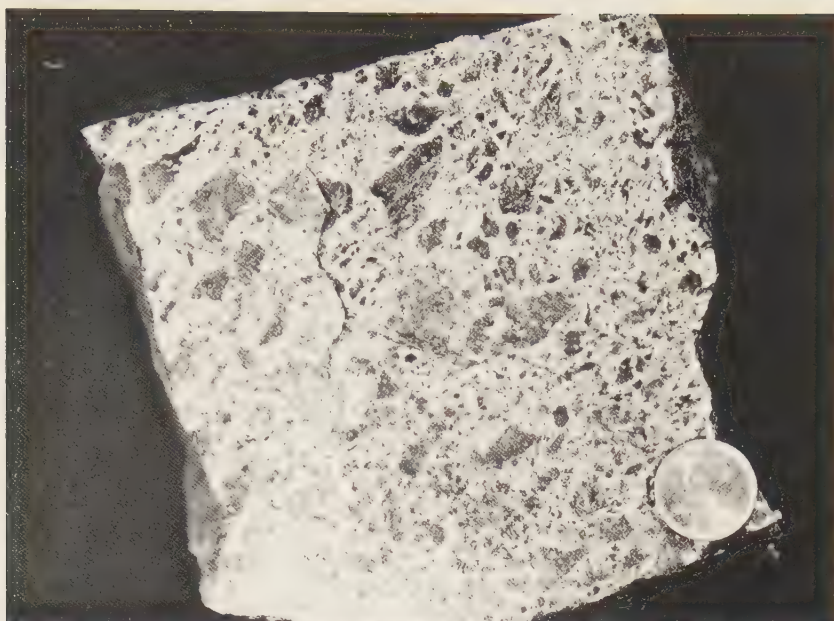


Fig. 24. Tuff med ett stort antal fragment. Vägskärning, Lönneberga.

Fig. 25. Grå porfyr med större fragment. Gåskullen.

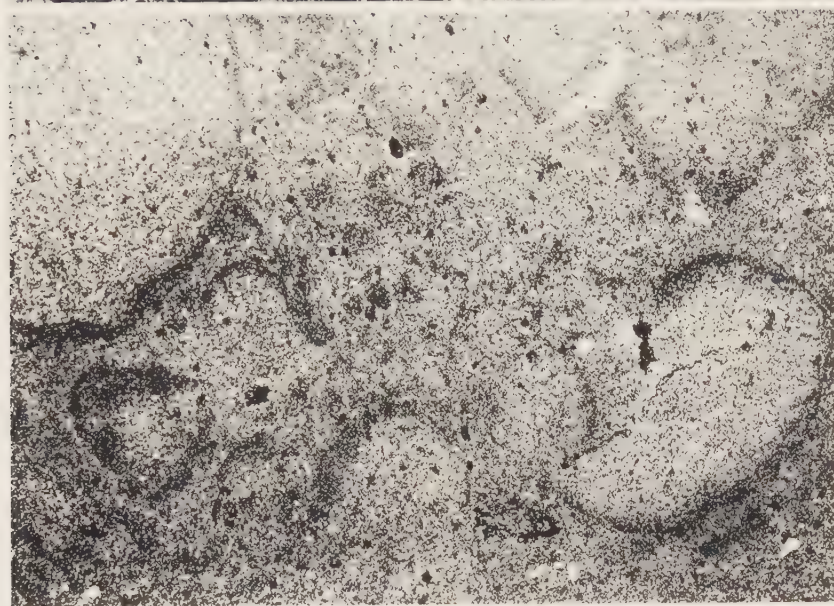


Fig. 26. Grön tuff. Sericitrik grundmassa, fluidalt arrangerad. Talrika sfärolitfragment. 1,6-1,7km ESE Faggemåla. Kors. nic. 7x.

Fig. 27. Pisoliter i den grågrönbruna bergarten av tuffursprung. 1,6-1,7km ESE Faggemåla. Kors. nic. 7x.

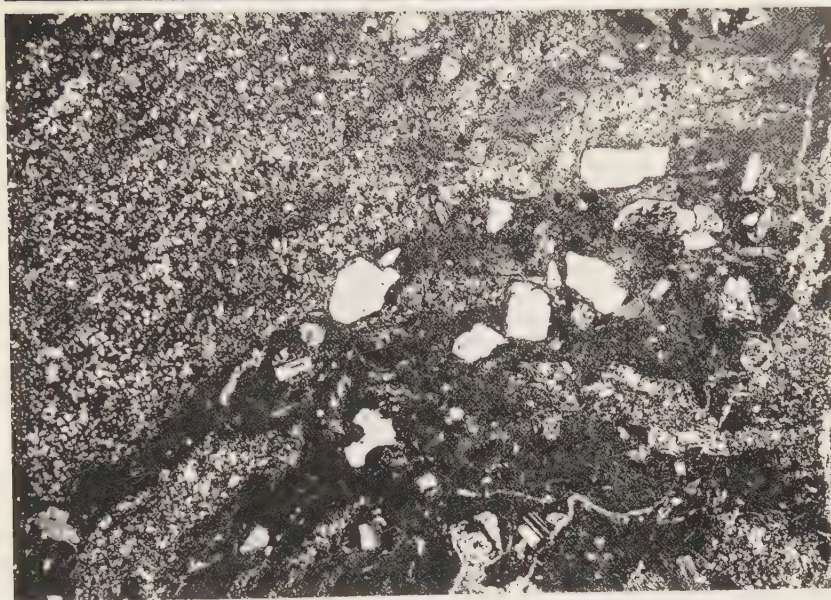
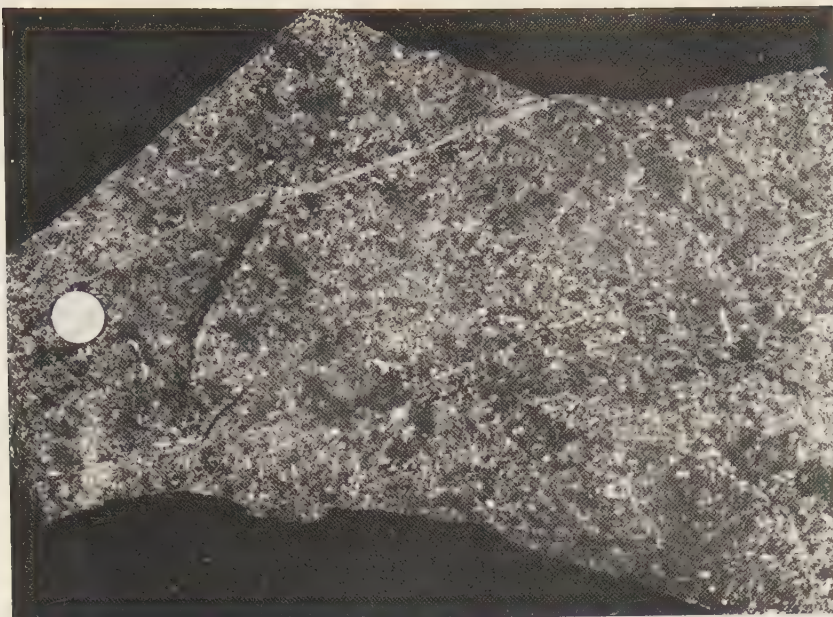


Fig. 28. Mörk porfyr med större rundade till kantiga sfärolitfragment.
Gisseskalle.

Fig. 29. Bergart som ovan. Välbevarad, sericitrik grundmassa med
sfärolitfragment. Fluidal tendens. Kors. nic. 7x.

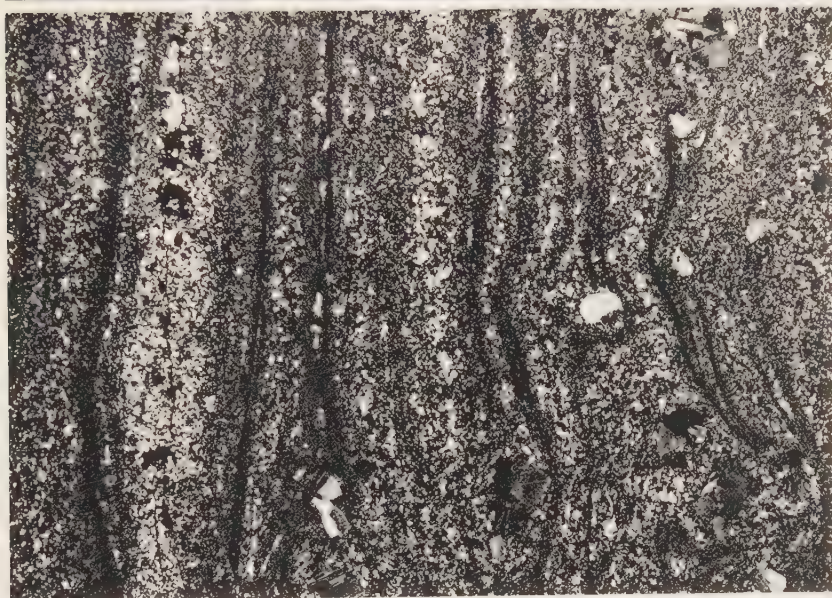


Fig. 30. Banded, parataxitic, red porphy with very elongated
spherulitic fragments. Scale 1:1,6. Fårudden.

Fig. 31. Bergart som ovan. Kors. nic. 7x.



Fig. 32. Perlitfragment i röd porfyr. 2,9km S Storebro.

Fig. 33. Perlitisk textur. 1,8-1,9km ESE Gisseskalle. 1 nic. 7x.

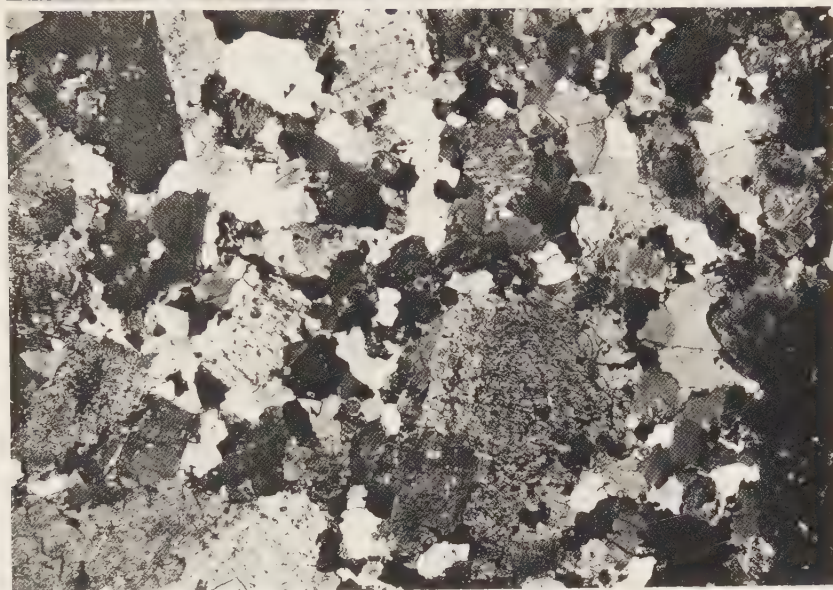
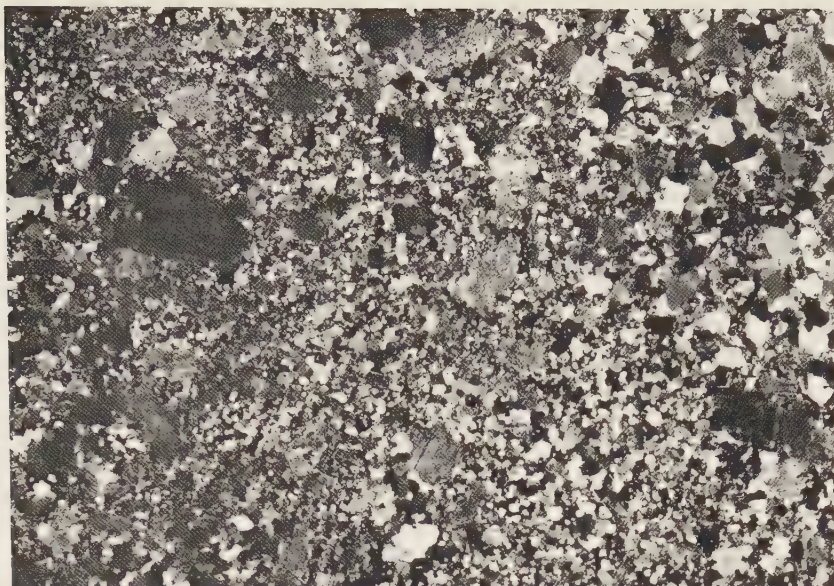


Fig. 34. Aplitlik porfyr. Storebro. Kors. nic. 7x.

Fig. 35. Röd, medelkornig till grovkornig, salisk granit.
4,3km ESE Storebro. Kors. nic. 7x.

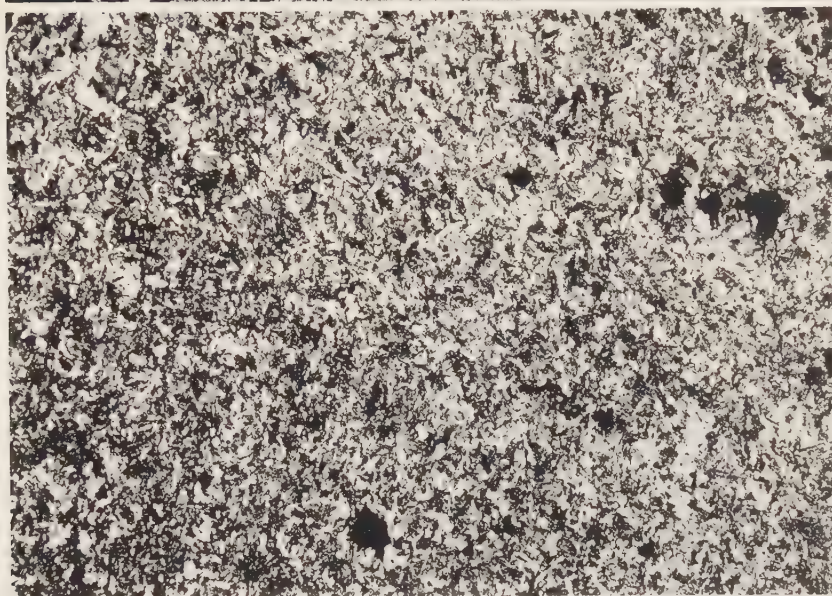
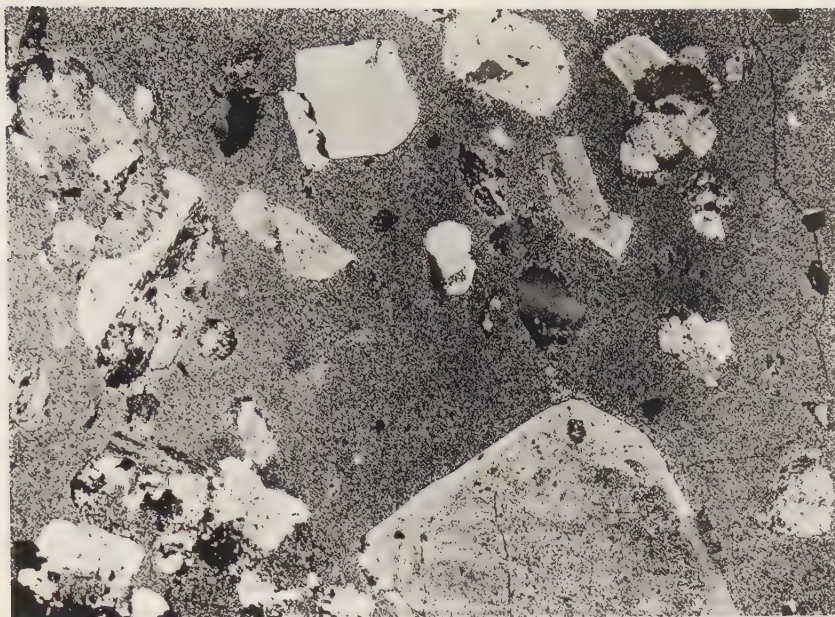


Fig. 36. Gångporfyr av Påskallavikstyp. 2,7-2,8km ENE Gisseskalle.
Kors. nic. 7x.

Fig. 37. Uralitdolerit. Grundmassan utgöres av plagioklaslister,
epidotmineral, malmstoft, klorit och uralit. 1,7-1,8km S
Storebro. Kors. nic. 7x.



Fig. 38. Doleritporfyr. En äldre generation av stora, kraftigt omvandlade plagioklastavlor. 0,9km NE Faggemåla. Kors. nic. 7x.

Fig. 39. Svart olivinförande dolerit. 1,5-1,6km NE Faggemåla. Kors. nic. 7x.

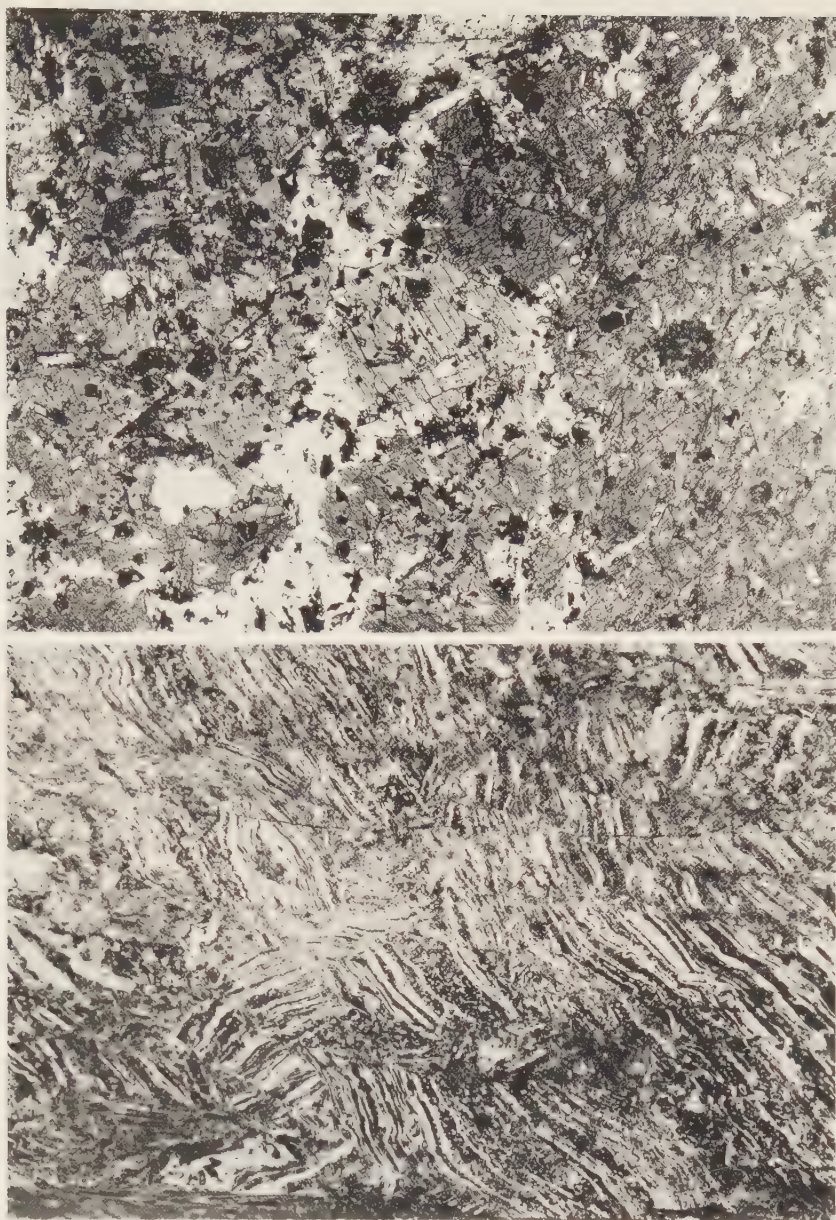


Fig. 40. Gabbro med stora hornbländeflak. 3,2-3,3km E-ENE Storebro.
Kors. nic. 7x.

Fig. 41. Bandad, parataxitisk, röd porfyr. Autobreccierad. Skala 1:0,6.
Löst block. Fårudden.

Petrological map from the region south of Vimmerby, in the northeastern part of the Province of Småland

By Lars Persson



Siri Bergström

